RECORDS OF THE GEOLOGY
OF THE WEST SIBERIAN REGION

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО КРАЯ

ВЫПУСК 18

ИЗДАНИЕ З. С. Г. Г. Г. Т.

19 * * ТОМСК * * * 35

RECORDS OF THE GEOLOGY
OF THE WEST SIBERIAN REGION

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО КРАЯ

ВЫПУСК 18

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР ПРОФ. М. А. УСОВ

ИЗДАНИЕ З. С. Г. Г. Г. Т.

19 * * ТОМСК * * 35

СОДЕРЖАНИЕ:

Горлит № 12—5/I-35 г. Сдано в набор 5/I—35 г. Подписано к печати 1/VI—35 г.
Объем 6 п. л. 63688 зн. в печ. л. Статф. 176 X 250/16. Тираж 500 экз. Заказ № 149—35 г.
3-я Трансжелдориздата. Томск, Типографский пер. № 6.

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО КРАЯ
RECORDS OF THE GEOLOGY OF THE WEST-SIBERIAN REGION
1935 г. № 18

Геология и минерагения железорудных месторождений Кондомской группы

Н. А. Батов

The Geology and Minerageny of Iron Ore Deposits of the Kondom Group.

By Batov, N. A.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа представляется мной в качестве диссертации на степень кандидата геологических наук. Тема работы в ее общем виде была выдвинута и предложена мне профессором Сибирского Горного Института Ф. Н. Шаховым, под руководством которого она и была мной выполнена. При постановке темы и в процессе работы я неоднократно пользовался указаниями и советами проф. Сибирского Горного Института М. А. Усова. Пользуюсь случаем выразить указанным лицам свою искреннюю благодарность.

I. ВВЕДЕНИЕ

1. Предмет работы и постановка темы

Месторождения Кондомской группы находятся в верхнем течении р. Кондомы—левого притока р. Томи. В состав этой группы входят четыре железорудных месторождения: Таштагольское, Шерегешевское, Шалымское и Кочуринское. Центральная часть района расположения месторождений приходится примерно на ул. Ср. Шалым, находящийся в 180 км к ЮВ от г. Сталинска (Кузнецка) и в 90 км от рудника Темир-Тау.

Материалом для настоящей работы послужили образцы кернов из буровых скважин, образцы пород и руд из поверхностных и горно-экспертных выработок и геологические образцы из окрестностей месторождений, собранные автором во время его работы техноруком Таштагольской разведочной партии в течении 1931-1932 г. и во время специальной экскурсии в Кондомскую группу месторождений летом 1933 г. При исследовании, кроме того, были использованы образцы рудных кернов из скважин Таштагольского месторождения, доставленные Горнорудным Управлением Кузнецкстроя, и образцы проб Сибирского Института Металлов. Из всех материалов ГРТ мне была предоставлена возможность использовать лишь рукописные отчеты геологов Ю. А. Асанова и Н. А. Батова, Я. П. Тунина, И. А. Киселева и А. И. Свиридова, разведывавших эти месторождения. В этих отчетах я использовал частично лишь графические материалы, так как многие положения этих геологов существенно изменены мной на основании произведенных наблюдений.

Месторождения Кондомской группы заключают в себе свыше 100 млн. тонн руды и вследствие выгодного географического положения естественно имеют большое значение в системе народного хозяйства Зап. Сиб. Края. Это значение особенно возрастает в связи с постройкой Второго Кузнецкого Металлургического Завода, который проектируется с расчетом на плавку руд месторождений Горной Шории.

Несмотря на то, что все четыре месторождения принадлежат к одному генетическому типу и связаны с одной интрузией, они весьма существенно отличаются друг от друга и по форме, и по процентному содержанию металла, и по характеру примесей. Эти особенности месторождений наверняка вызовут немало затруднений и при эксплоатации их, и при обогащении и плавке их руд.

Все это заставляет внимательно подойти к рассмотрению этих месторождений и, тщательно изучивши все их особенности, заранее предвидеть те трудности, которые встретятся при использовании их руд. Частично эти обстоятельства позволили предпринять настоящую работу с целью изучения состава и строения руд, а также решения некоторых вопросов о генезисе этих руд, об'ясняющих морфологические особенности отдельных месторождений.

Первоначальная основная задача настоящего исследования заключалась в том, что необходимо было дать более или менее полную минералогическую характеристику руд месторождений Кондомской группы с применением минераграфического метода. Эта задача соответствует основным запросам промышленности на сегодняшний день, поскольку месторождения с этой стороны совершенно не освещены. Затем в процессе исследования был поставлен целый ряд вопросов как теоретического, так и практического порядка.

Вопросы, поднимаемые мной в настоящей работе, в основном могут быть разделены на две крупные группы. Первая группа вопросов решает ход магматического процесса, приведшего к образованию месторождений. Вторая группа вопросов рассматривает эманационные рудообразующие процессы, условия, при которых они происходили, и основные результаты их. Решение этих общих вопросов позволило об'яснить основные специфические особенности месторождений в зависимости от конкретных геологических условий образования каждого из них. Наконец, при рассмотрении геологических условий образования железорудных месторождений, мне пришлось разобрать ряд вопросов, характеризующих геологическое строение района.

2. История исследования района

Первые литературные сведения, касающиеся географического характера и геологического строения Кондомского железорудного района, судя по данным В. А. Обручева (30, 51) и Б. К. Поленова (33, 236), относятся к 1788 г., когда Францем Германом (15, 255-324) был опубликован дневник берггешворена Линденталя: „Bericht von einer Reise in dem Kusnezkischen gebirgen“, совершившего поездку в Кузнецкий Алатау с целью поисков поделочных камней для Колыванского завода. Возобновились геологические работы в этом районе лишь в связи с поисками золотоносных россыпей. Довольно интересными в этом отношении являются работы горного инженера Олышева, о которых сообщается в Горном Журнале за 1834 г., ч. III, № 7. В 1838 г. Олышев дал геологическое описание района, в котором отмечает сланцы, известняки, песчаники, белый камень (очевидно, альбитофир (Н. Б.)), кератиты и зеленокаменные порфиры (32, 176-181). В том же году им открыта золотоносная россыпь по рч. Кочуре и ее притоку—

р. Александровке (12). После этого район долго не подвергался серьезным исследованиям. Лишь в начале 20-го столетия проф. Зайцевым (17) опубликована статья по вопросу о коренных месторождениях золота в системе р. Кондомы. К статье приложена геологическая карта, на которой весь левый борт р. Кондомы закрашен значком—порфиритов, диабазов, габбродиоритов и зеленых сланцев. Отмечено наличие известняков и порфиритов. К западу от нижнего течения р. Кочуры в вершине кл. Алчек изображено небольшое тело гранита, гнейсо-гранита и сиенита.

В это же время В. С. Реутовским (35), главным образом, по данным Гельмгакера (11), дана геологическая карта, на которой р. Кондома течет по свите песчаников, известняков, кварцитов и лидитов, а к северу от нее располагаются диориты, диабазы, габбро и порфириты. В районе г. Пустаг отмечено наличие гранитов, гнейсов и гранодиоритов.

Более регулярному исследованию район подвергся с 1920 по 1925 год. Северная часть района, включая гору Пустаг, охвачена работами Б. Л. Степанова, пока не опубликованными, остальная же часть района освещена в работе К. Г. Тюменцева (42), производившего здесь геологическую с'емку десятиверстного масштаба. Кроме того, необходимо отметить работы А. М. Кузьмина, давшего стратиграфическую схему для югозападной оконечности Кузнецкого Алатау (21, 22).

Более полные исследования района были проведены в 1931 г., когда успешный ход строительства Кузнецкого Металлургического Завода потребовал детального изучения близлежащего Горно-Шорского района с целью выявления минерально-сырьевых ресурсов для бурно-растущей промышленности края. Большая часть Горной Шории была покрыта геологической с'емкой масштаба 1:100000. В исследовании интересующего нас района принимали участие геологи Болгов Г. П. (7), Вертель В. Д. (10), Кюз А. К. (26) и Пятницкая Т. В. (34). Главные результаты этих работ сведены А. М. Кузьминым (22). В результате этих работ было детализировано геологическое строение района, установлено наличие мелких щелочных интрузий и открыты железорудные месторождения.

Вместе с разведкой месторождений была проведена геологическая с'емка окрестностей месторождений масштаба 1:25000. Результаты работ освещены частично в кратких статьях в сборнике „Минерально-сырьевая база Кузнецкого Металлургического Комбината" (2, 18, 41, 37), в сборнике „Полезные ископаемые Запсибкрая" (9а) и более полно в отчетах о разведочных работах (3, 19, 40, 38.)

3. Физико-географический очерк района

Кондомский железорудный район и геологически и орографически входит в состав горной системы, известной под именем Кузнецкого Алатау, и является юго-западной его оконечностью. Эта часть Кузнецкого Алатау выделяется А. М. Кузьминым (22, 3) и К. Г. Тюменцевым (42, 98) под именем Бийского массива. Район представляет собой древнее плато, сильно расчлененное современной эрозией. Долины современных рек и ключей настолько сильно врезались в эту древнюю равнину, что к настоящему моменту район представляется взгляду наблюдателя типичной горной страной. Правда, если посмотреть на него с какой-либо возвышенности, например с Шалымского месторождения, то равнинный характер водоразделов очевиден. Впрочем, возле месторождений этот равнинный характер водоразделов сильно нарушается наличием целого ряда значительных возвышенностей-монадноков, резко поднимающихся над древним плато. Так, к северо-востоку от Шерегешевского месторождения находится г. Сарлык с многочисленными живописными скалами и россыпями крупнозернистого гранита. Высота

ее над уровнем моря 1039 м. К югу от Шерегешевского месторождения находится гора Кубес, сложенная плотными ороговикованными альбитофирами и имеющая абсолютную отметку 1225 м. Затем Шалымское месторождение, залегающее на водоразделе р. Шалым и р. Тельбес (Кондомский), имеет высоту 1122 м. Дальше к югу между Шалымским и Таштагольским месторождениями возвышается гора Татуя, лишенная растительности и тем самым весьма напоминающая голец, хотя высота ее над уровнем моря равна всего 968 м. Склоны водоразделов круты и иногда содержат выхода пород, слагающих район.

Долины рек в большинстве случаев узки и пойменных дуговых террас обычно не имеют. Даже долина реки Кондомы, являющейся наиболее крупной рекой района, еще весьма слабо разработана. Лишь ниже устья р. Шалым наблюдаются более или менее значительные поймы. Выше же Кондома течет в довольно узком ущельи, лишь кое-где имеющем пойму не превышающую по ширине нескольких десятков метров. Только долина р. Шалым представляет собой в этом отношении счастливое исключение. Это—единственная долина, которая имеет значительную ширину, получившуюся, очевидно, в результате эродирующей деятельности ледника, когда-то спускавшегося к югу с горы Пустаг. Не менее замечательным для долины р. Шалым является и то обстоятельство, что в вершине реки она совершенно незаметно переходит в долину р. Большой, не имея сколько нибудь заметного водораздела. Нужно отметить к тому же, что вдоль всего левого борта этой долины, лишь изредка прерываясь, тянется пологая терраса, сложенная валунно-глинистыми ледниковыми отложениями (34) и имеющая возле поймы высоту 6-12 метров. Таким образом, геологическая работа ледника в значительной мере подготовила трассу для железной дороги. Нужно думать, что эта работа ледника будет использована, и по пути, проделанному ледником, пройдет железнодорожный путь, соединяющий месторождения Кондомской группы.

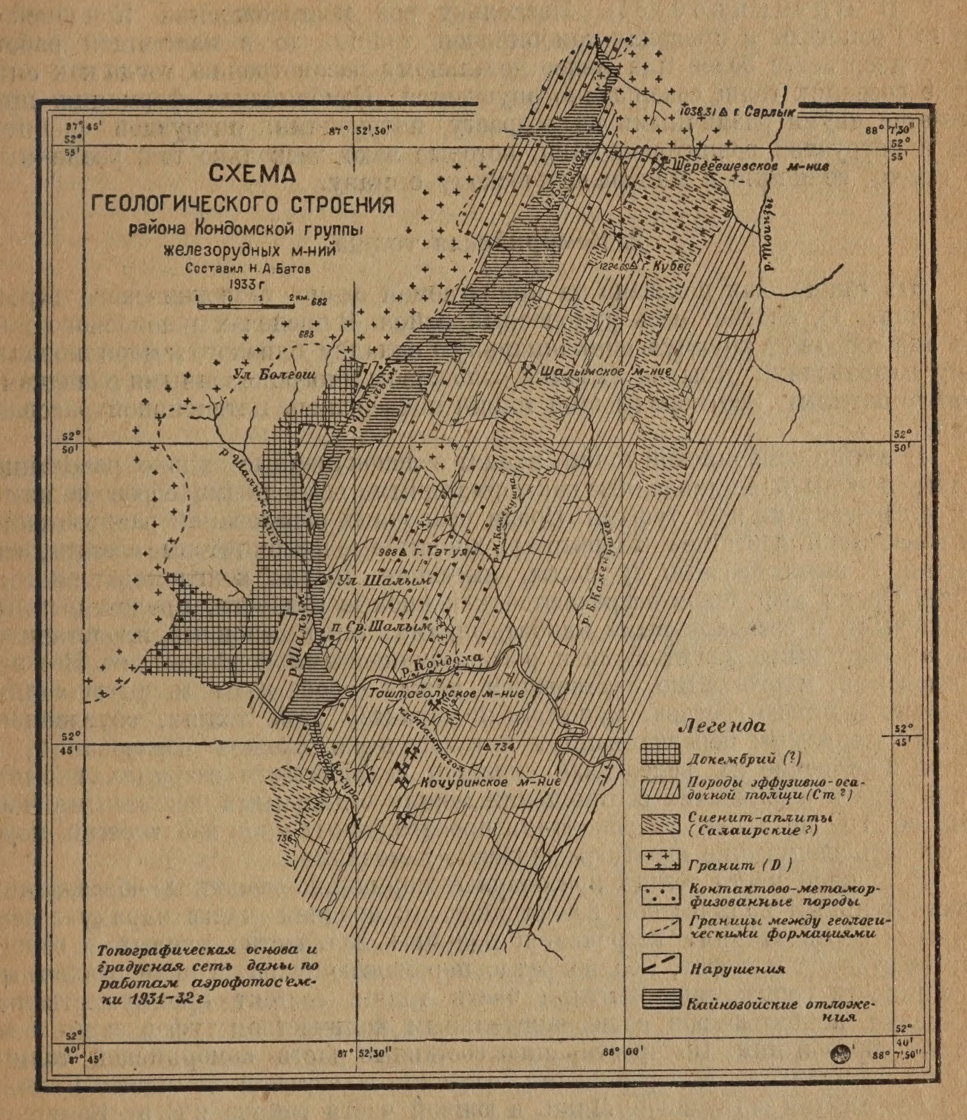
Реки района имеют горный характер и совершенно непригодны для передвижения даже на лодке. Лишь в периоды весеннего многоводья и обильных летних и осенних дождей по р. Кондоме хотя и с трудом но производится мулевой лесосплав. Главной водной артерией района является р. Кондома, со своими притоками Шалымом, Таштаголом, Каменушкой и Кочурой. Только северная часть района захватывает верхнее течение р. Большой, являющейся левым притоком р. Мрас-су.

II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

1. Общая характеристика

На основании указанных выше исследований и наблюдений автора геологическое строение района представляется в следующем виде.

Основу геологического строения района (черт. 1) составляет мощная метаморфическая толща эффузивно-осадочных пород кембрийского возраста, которая в виде широкой полосы простирается в ССВ направлении. На западе кембрийская толща, судя по данным К. Г. Тюменцева (42), Т. В. Пятницкой (34) и А. К. Кюз (26), по тектонической линии, идущей вдоль правого борта р. Шалым, граничит с древней толщей, в состав которой входят кварциты, вонючие известняки, эффузивы и сланцы. Эта толща является весьма характерной и легко распознаваемой во многих районах Кузнецкого Алатау. Возраст этой толщи оценивается различно. А. Н. Чураков в ряде своих работ доказывает докембрийский возраст этой толщи (48, 49, 50). Этот взгляд поддерживает и А. М. Кузьмин (21, 22). Противоположная точка зрения на подобные образования в западном склоне Восточного Сая-


СХЕМА
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
района Кондомской группы
железорудных м-ний
Составил Н. А. Батов
1933 г
Ул. Болгош
г. Сарлык
Шерегешевское м-ние
г. Кубес
р. Тоинзы
Шалымское м-ние
р. Шалым
г. Тэтуя
Ул. Шалым
п. Ср. Шалым
р. Кондома
Таштагольское м-ние
Кочуринское м-ние
Легенда
Докембрий (?)
Породы эффузивно-осадочной толщи (Cm ?)
Сиенит-аплиты (Салаирские ?)
Гранит (D)
Контактово-метаморфизованные породы
Границы между геологическими формациями
Нарушения
Кайнозойские отложения
Топографическая основа и градусная сеть даны по работам аэрофотосъемки 1931–32 г

Черт. I

на высказана Я. С. Эдельштейном и А. Г. Вологдиным, которые на основании находок археоциат в Восточном и Западном Саянах относят эту толщу к кембрию. Некоторыми геологами эта точка зрения принимается и для древних отложений Горной Шории (25, 8). На востоке, за пределами района, кембрийская толща сменяется силурийскими пестроцветными сланцами, которые описаны Г. П. Болговым (7), В. Д. Вертелем (10) и Т. В. Пятницкой (34). Поскольку все месторождения Кондомской группы залегают в пределах кембрийской толщи, то в настоящей работе она подвергается более или менее детальному рассмотрению, тогда как описание соседних толщ совершенно опускается. Кембрийская формация прорывается двумя различными по возрасту интрузиями: интрузией сиенитовой и интрузией гранитовой магм, которые дают несколько тел, различных по форме, величине и минералогическому составу.

2. Кембрийская толща

Эта толща, как показано на прилагаемой схеме геологического строения (черт. 1), слагает весь рудоносный район. В пределах рудоносного района она собрана в крупную синклинальную складку близкого к меридиональному направления. Крылья складки осложнены многочисленными складками второго порядка. Все породы этой толщи подверглись интенсивной рассланцевке.

В состав кембрийской толщи входят зеленокаменные сильно рассланцеванные породы, представленные как нормальными осадочными образованиями, так и эффузивами и их туфами. Среди осадочных образований распространены известняки, известково-хлоритовые, хлоритовые и серицитовые сланцы, песчаники и разнообразные туффиты, имеющие иногда конгломератовидный облик. Среди эффузивов встречаются как кислые разности, представленные кварцевыми и бескварцевыми альбитофирами, так и основные, представленные андезитовыми, авгитовыми и роговообманковыми порфиритами. Все эти образования, многократно перемежаясь между собой, дают мощную толщу довольно пестрого состава. Монотонный характер этой толщи, обусловленный многократным переслаиванием литологически схожих образований, и частое повторение их вследствие сложной складчатости затрудняют выявление стратиграфических соотношений между отдельными составными частями ее. Тем не менее, на основании произведенных мной наблюдений, можно сделать следующие стратиграфические замечания.

В нижней части толщи преобладают нормально-осадочные образования с значительным количеством известняков. В средней части наряду с осадочными образованиями встречается большое количество кислых и основных эффузивов и туфов, неоднократно перемежающихся в виде различных по мощности горизонтов. Верхняя часть толщи состоит преимущественно из кислых альбитофиров с незначительным количеством туфов и др. осадочных образований. По простиранию составные части кембрийской толщи обычно не являются выдержанными, особенно в верхней ее части в поле распространения эффузивов. Лишь в южной части района к З от Кочуринского месторождения в поле максимального развития осадочных пород отдельные горизонты известняков прослеживаются на значительном расстоянии (40, 14). В общем можно наметить следующую закономерность в распределении пород. Средняя и северная части района сложены, главным образом, альбитофирами, которые с запада и юго-запада окружены туфами, нормально-осадочными породами и основными эффузивами, перемежающимися с отдельными горизонтами альбитофиров. Южная и особенно юго-западная части района сложены, главным образом, нормально-осадочными образованиями—сланцами и известняками.

Относительно возраста этой толщи в нашем распоряжении не было решающего материала; поэтому мы относим эту толщу к кембрию на основании литературных данных (34, 7, 25).

Известняки встречаются повсеместно в пределах распространения формации, но наибольшим распространением они пользуются в южной части нашего района возле Кочуринского месторождения. Здесь они встречаются в виде многочисленных мелких слоев. Только одна полоса известняков, простирающаяся вдоль р. Кочуры, достигает мощности 100 метров. Я. П. Туниным (40, 14) отмечено наличие двух маломощных горизонтов известняков в пределах третьего разведочного участка. В районе Таштагольского месторождения также в нескольких пунктах встречены известняки в виде слоев мощностью от нескольких миллиметров до 30-40 метров. Впрочем, здесь известняки встречаются не только в виде правильных прослоек, но иногда образуют крупные участки неправильной формы в туфовых конгломератовидных образованиях. В пределах разведанного участка Таштагольского месторождения известняки встречены в одном из шурфов к югу от месторождения и в скважине № 10. В районе Шалымского м-ния известняков не было встречено ни мной, ни геологом А. И. Свиридовым, производившим здесь с'емку (38). В районе Шерегешевского м-ния известняки обнаружены поверхностными разведочными работами на II рудном участке и 3 скв. на втором теле первого участка. В большинстве случаев известняки имеют довольно хорошо выраженную слоистость, подчеркнутую наличием глинистых прослоек. Окраска известняков разнообразна. Наряду с белыми, зеленоватыми и розоватыми встречаются темно-серые разности. Под микроскопом в известняке видна мелкокристаллическая масса с незначительным количеством хлорита и глинистого материала.

Хлоритовые и хлорито-серицитовые сланцы. Под этим названием описаны осадочные образования, которые так же, как и известняки, пользуются наибольшим распространением в южной части района—в окрестностях Кочуринского и Таштагольского месторождений. В районе Шалымского месторождения сланцы исчезают и появляются снова в северо-западном углу района против Шерегешевского месторождения.

Хлоритовые сланцы макроскопически представляют собой зеленые или зеленовато-серые породы с отчетливо выраженной сланцеватостью. При внимательном наблюдении даже макроскопически можно установить, что собственно хлорита в этих сланцах вовсе не так уже много, но он, располагаясь параллельно плоскостям сланцеватости, интенсивно окрашивает породу в зеленый цвет. Как видно под микроскопом, порода представляет собой мелкозернистый раскристаллизованный мрамор. Зерна обычно имеют неясные ограничения. Среди преобладающей известковой массы видны отдельные неправильной формы участки и зерна хлорита, которые обычно располагаются параллельно сланцеватости. Реже встречаются изометрические зерна кварца. Иногда среди бесструктурной карбонатово-хлоритовой массы удается видеть то отдельные зерна полевого шпата, то обломки мелкозернистых полевошпатовых пород и тонкую сыпь рудных минералов, а также зерна актинолита и эпидота. По р. Кондоме встречены плотные глинисто-известковистые разности сланцев, которые, как видно под микроскопом, состоят из тонкозернистой глинистой массы, перемежающейся с известковыми участками. В таких разностях в значительном количестве присутствует серицит, который местами даже преобладает над хлоритом. Получающиеся таким образом хлорито-серицитовые сланцы макроскопически имеют обычно светло-серую или зеленовато-серую окраску и представляют собой ни что иное, как измененный мергель. В районе Кочуринского месторождения в сланцах наблюдаются кристаллики пирита и сидерита, на которых нарастает столбчатый кварц.

Песчаники и другие кластические образования в пределах исследованного района встречаются довольно часто, но никогда не слагают значительных площадей и не дают выдержанных на значительном расстоянии горизонтов. Они приурочены главным образом к участкам распространения нормально-осадочных образований, описанных выше, и чаще всего встречаются в южной части района в окрестностях Таштагольского и Кочуринского месторождений. По крупности зерна породы этого района довольно разнообразны. Тонкозернистые образования, дающие переходы к сланцам, встречены в южной части района в окрестностях Кочуринского месторождения. Макроскопически эти породы имеют зеленую, различных тонов окраску, мелкозернистое строение и хорошо выраженную сланцеватость. Под микроскопом среди тонкообломочного цемента видны обломки полевого шпата, порфиров, обладающих то фельзитовой, то трахитовой основной массой, и известняка. Наоборот, более крупнообломочные разности встречаются в средней и северной части района по границе с полем распространения кислых эффузивов. Так, возле Таштагольского месторождения, в правом борту р. Кондомы встречены конгломератовидные образования, в которых видна галька эффузивов, сланцев и известняков этой же кембрийской толщи.

Вулканические туфы и брекчии встречаются реже. Они приурочены к району, сложенному кислыми эффузивами, которые были выделены под именем альбитофировой формации. Так, в склонах горы Татуи довольно часто встречаются ороговикованные вулканические туфы и туфобрекчии с обломками порфиров. Такие же разности встречаются в обоих бортах р. Кондомы. Мне неоднократно удавалось наблюдать их и в окрестностях Шалымского и Шерегешевского месторождений. Особенно часто они встречаются вдоль дороги Шалым—Шерегеш. Поскольку в большинстве случаев эти породы подверглись интенсивному контактовому метаморфизму, то макроскопически это—обычно плотные роговикового облика образования со слабо выраженной сланцеватостью. Под микроскопом виден тонкозернистый цемент, включающий большее или меньшее количество обломков фельзита, альбитофира, реже андезинофира с гиалопилитовой основной массой и полевого шпата. Туфы вместе с рассланцевкой подверглись интенсивному зеленокаменному изменению с образованием хлорита, эпидота и серицита. Впрочем, интенсивное ороговикование, которому в большинстве случаев подверглись туфы, перевело эти зеленокаменные породы в роговики с образованием тонкозернистого аггрегата зеленоватого биотита и роговой обманки. В некоторых случаях новообразовавшиеся минералы настолько обильны, что о первичном характере породы можно догадаться лишь по структурным признакам.

Порфириты и порфиритоиды пользуются также довольно широким распространением в южной части кембрийской толщи. Обычно они встречаются в виде горизонтов незначительной мощности, как это удалось наблюдать в обоих бортах р. Кондомы ниже устья кл. Таштагол и в пределах планшета Кочуринского месторождения. Лишь на водоразделе кл. Таштагол и р. Кочуры они слагают значительную площадь.

Макроскопически порфириты имеют всегда зеленую окраску и более или менее ясно выраженную сланцеватую текстуру. Только в ЮЗ части района возле Кочуринского м-ния встречаются нерассланцеванные разности порфиритов. В наиболее сохранившихся разностях слабо рассланцеванных порфиритов видны порфировые выделения темноцветного компонента и реже полевого шпата. П. м. в наиболее свежих разностях удается наблюдать андезитовую структуру основной массы, состоящей из мелких лейст плагиоклаза и ксеноморфных зерен роговой обманки. Порфировые выделения представлены роговой обманкой и реже моноклинным пироксеном-авгитом и совсем редко, очевидно—довольно основным плагиоклазом. Часто удается

наблюдать замещение пироксена роговой обманкой. Из акцессорных примесей под микроскопом наблюдаются магнетит, апатит и, судя по лейкоксеновой оторочке,—ильменит. Зерна рудных минералов часто значительно корродированы. Породы этого типа редко сохраняют свой первичный облик. В большинстве случаев параллельно с рассланцевкой значительно изменяется и минералогический состав. Основная масса замещается тонким аггрегатом хлорита, серицита, эпидота и карбонатов. Иногда наблюдаются игольчатые, радиально расположенные кристаллики актинолита. Полевые шпаты порфировых выделений обычно покрыты тонкой сыпью серицита, с отдельными зернами эпидота, а темноцветный компонент замещается или хлоритом или переходит в уралитовую роговую обманку. В шлифах наблюдаются многочисленные прожилки эпидота, реже хлорита и карбонатов. Довольно часто порода превращается в бесструктурный аггрегат хлорита, эпидота и карбонатов. Такие разности называются нами порфиритоидами. Макроскопически они не отличимы от хлоритовых сланцев, представляющих собой нормальные осадочные образования.

Альбитофиры в составе описываемой толщи играют доминирующую роль. Они встречаются повсеместно, в виде различной мощности горизонтов, среди описанных выше пород, но в центральной части района от Таштагольского месторождения и до Шерегеша они пользуются сплошным развитием. Лишь кое-где среди поля альбитофиров встречаются островки вулканических туфов, туфо-конгломератов и реже известняков. Последние, впрочем, встречены лишь в восточном склоне г. Татуи в виде делювия и в выработках Шерегешевского м-ния. Переслаивание кислых порфиров с другими членами кембрийской толщи с одной стороны и находка отдельных участков ее среди сплошного поля порфиритов, с другой стороны, говорит о том, что выделение особой альбитофировой формации, как это было сделано геологами, разведывавшими месторождения Кондомской группы, не имеет никаких оснований (5, 9, 19, 37 и 40)

Макроскопически альбитофиры обычно имеют различную, в зависимости от степени и характера метаморфизма, окраску от светло-серых и розоватых до темно-зеленых почти черных тонов. Наиболее свежие разности имеют более светлую окраску, а рассланцеванные и диагенетизированные разности—зеленоватую. Альбитофиры, подвергнувшиеся контактовому метаморфизму, имеют почти черную окраску и плотное сложение, за что еще в прошлом веке получили название кератитов.

Среди сплошной основной массы даже простым глазом видны белые порфировые выделения полевого шпата размерами от 1 до 3 мм. Иногда основная масса приобретает некоторую зернистость благодаря перекристаллизации, которой подверглись альбитофиры, давая описанные ниже роговики. Иногда, наоборот, основная масса становится более плотной, а порфировые выделения исчезают. В таких случаях альбитофиры переходят в фельзиты. Под микроскопом видна фельзитовая или микрогранитовая, в зависимости от крупности зерна, структура основной массы, в состав которой входят, главным образом, кварц и полевой шпат, с размерами зерна 0.01 мм и меньше. В некоторых разностях основная масса состоит из удлиненных лейст альбита с неправильно зазубренными краями и может быть названа бостонитовой. Порфировые выделения представлены крупными идиоморфными зернами щелочного полевого шпата, которые имеют изометрический габитус, и удлиненными более мелкими, но и более многочисленными, зернами кислого плагиоклаза, имеющего полисинтетически двойниковое сложение. Порфировые выделения редко представлены одним зерном, чаще они состоят из нескольких зерен, дающих довольно сложную мозаику. Определения при помощи Федоровского столика, произведенные в нескольких шлифах, указали, что плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином от № 7 до № 17.

Щелочной полевой шпат содержит многочисленные микропертитовые вростки, которые, разрастаясь, образуют типичные шахтбреттальбит и patch pertit (1, 151). Кварц в виде порфировых выделений присутствует крайне редко. Из акцессорных примесей наблюдаются магнетит и титанит. Зерна последнего окружены лейкоксеновой оторочкой. Интенсивна импреньяция сульфидами и сидеритом, которые наблюдаются в альбитофирах, не затронутых контактовым метаморфизмом. Изменение альбитофиров, кроме отмеченной выше альбитизации, выразилось в серицитизации, рассланцевке и ороговиковании. Серицитизация и рассланцевка развиты повсеместно за исключением контактового ореола, где они маскированы позднейшими метаморфическими процессами. Серицит поражает породу в виде неправильных участков и прожилок, состоящих из мелкозернистого аггрегата. Вмесге с серицитом в незначительных количествах наблюдаются хлорит, эпидот и реже актинолит. Все эти минералы охотнее всего поражают основную массу, тогда как порфировые выделения подвергаются интенсивному раздроблению.

Процесс ороговикования выразился в образовании мелкозернистой сыпи биотита и перекристаллизации. Поскольку альбитофиры сильно изменены, то согласно классификации проф. М. А. Усова их собственно правильнее было бы назвать кератофирами (44, 31).

Кристаллические порфиры встречены в правом борту р. Кондомы ниже устья кл. Телетынгол, на г. Татуя в вершине кл. М. Каменушки и в ряде других пунктов в центре распространения альбитофиров. Макроскопически кристаллические порфиры имеют зернистое сложение и по внешнему облику напоминают интрузивные породы. Некоторым отличием является наличие своеобразной атакситовой текстуры, выражающейся в неравномерном распределении мелкозернистых участков, представляющих собой основную массу, и крупнозернистых, являющихся скоплениями порфировых выделений. П. м. атакситовая текстура выступает еще резче. Тонкозернистые неправильные участки состоят из полевошпатово-слюдистой массы, обладающей паналлотриоморфной структурой. Крупнозернистые участки имеют двуслюдисто (биотитово-мусковитовый)—полевошпатовый состав и паналлотриоморфно-зернистую структуру. Полевой шпат представлен кислым плагиоклазом № 15 и щелочным полевым шпатом. Из акцессорных примесей видны рудные минералы и реже апатит. Порода подверглась значительному изменению, выразившемуся в образовании пертитоподобных вростков в полевых шпатах, дающих иногда типичные шахтбреттальбитовые структуры. Щелочные полевые шпаты имеют обычно ксеноморфные очертания в отличие от идиоморфных зерен плагиоклаза. Кое-где видны зерна андалузита с довольно резким розовым плеохроизмом. Обычно порфиры сильно серицитизированы и забиты тонкой сыпью метасоматической слюды-биотита плеохроирующей в зеленоватых тонах.

Порфироиды, представляющие собой рассланцеванные альбитофиры, пользуются широким развитием в пределах распространения осадочных образований. Многочисленные выхода их встречены в обоих бортах р. Кондомы ниже Таштагольского месторождения, в окрестностях Кочуринского месторождения и в ряде других пунктов по периферии участка, сложенного альбитофирами. Макроскопически порфироиды имеют облик серицито-хлоритовых сланцев, но отличаются от них более светлой окраской. Впрочем, в случае значительного развития хлорита, порфироиды неотличимы от нормально-осадочных образований и порфиритоидов. Характерной чертой порфироидов является густая импреньяция их сульфидами и сидеритом, которые, разрушаясь на дневной поверхности, образуют буровато-желтые пятна и этим придают породе пятнистую окраску. В зависимости от степени метаморфизма и рассланцевки наблюдаются изменения в окраске от светло-серых и розоватых тонов до темно-зеленых. Под микроскопом видны порфировые

выделения, представленные или щелочным полевым шпатом или, чаще всего, кислым плагиоклазом с простым или полисинтетическим двойниковым строением. Порфировые выделения сильно корродированы. Впрочем, коррозия маскируется интенсивным раздроблением. Основная масса имеет чаще всего фельзитовую и реже микролитовую или пилотакситовую структуру и содержит многочисленные пустотки, выполненные кварцем и карбонатами. Как основная масса, так и порфировые выделения интенсивно серицитизированы и забиты сыпью хлорита, эпидота, рудных минералов и реже актинолита. Рудные минералы представлены пиритом и сидеритом. На идиоморфных зернах первого нарастают столбчатые кристаллики кварца, располагающиеся параллельно сланцеватости.

Как видно из приведенного выше описания, породы кембрийской толщи подверглись различного рода изменениям. Наиболее распространенным видом изменения является динамометаморфизм, выражающийся в образовании хлоритовых и серицитовых сланцев, порфироидов и порфиритоидов. В контактовых зонах с молодой интрузией заметно ороговикование. В некоторых случаях отчетливо видно гидротермальное изменение пород под влиянием эманационных процессов, связанных очевидно с древней интрузией.

3. Интрузия сиенитовой магмы

Интрузивные образования сиенитового типа в изученном районе встречены в виде трех крупных тел с площадью 10—15 км², из которых одно расположено в северной части района возле Шерегешевского месторождения, второе—к востоку от Шалымского месторождения и третье—к юго-западу от устья р. Кочуры. Кроме этих сравнительно крупных тел породы сиенитовой интрузии образуют ряд мелких штоков, разбросанных по всему району. Все тела имеют удлиненную форму и располагаются параллельно простиранию пород кембрийской толщи, в которой они залегают. С глубиной некоторые тела заметно расширяются, как это видно в некоторых скважинах на Таштагольском и Шерегешевском месторождениях (черт. V, X).

В периферических частях тел породы этой интрузии заметно рассланцеваны, в центральных же частях разбиты массой различно ориентированных трещин на угловатые обломки. Каких либо закономерностей в направлении первичной отдельности заметить не удается. Направление сланцеватости в основном согласно с направлением сланцеватости всей толщи. Простирание близко к меридиональному, угол падения крутой. Т. к. сланцеватость как-бы обтекает интрузивные тела, то естественно здесь направление ее менее выдержано, нежели в кембрийской толще. По составу породы довольно однообразны и отличаются лишь различными количествами кварца и альбита; поэтому по составу, кроме собственно сиенитов, можно выделить кварцевые сиениты и альбитовые сиенит-аплиты. По структуре породы более разнообразны. Наряду с массивными породами, от мелкозернистого до крупнозернистого строения, встречаются гранитпорфировые и бостонитовые разности, которые подчас не только макроскопически, но и под микроскопом не отличимы от эффузивных альбитофиров.

Сиенит—аплиты слагают довольно крупное тело возле Шерегешевского месторождения и часто встречаются среди Шалымского тела кварцевого сиенита. Они же слагают центральную часть альбититового тела возле Таштагольского месторождения и восточную часть Кочуринской сиенитовой интрузии. Макроскопически породы этого типа имеют зернистое строение, массивную текстуру и в большинстве случаев слабо заметную порфировидность. По величине зерна эти породы довольно разнообразны. Если в Таштагольских сиенит-аплитах величина зерна в среднем 2—3 мм, то

в породах Шалымского и Шерегешевского тел отдельные зерна достигают величины 10—15 мм. Окраска породы в большинстве случаев розовато-серая с фиолетовым оттенком и нередко зеленоватая вследствие наличия хлоритовых участков.

Под микроскопом гранит-порфировая структура обычно выявляется отчетливее. Нередко наблюдается атакситовая текстура, выражающаяся в неравномерном распределении крупнозернистого и мелкозернистого материала. Структура основной массы, состоящей, главным образом, из щелочного полевого шпата и кислого плагиоклаза, гипидиоморфно-зернистая или призматически зернистая с заметным идиоморфизмом кислого плагиоклаза по отношению к щелочному полевому шпату. Величина зерен 1—2 мм. Порфировые выделения довольно редки. Они представлены или широкими таблицами анортоклаза или удлиненными призмами плагиоклаза. Состав породы однообразен. Основная масса сложена преимущественно щелочным полевым шпатом с незначительным количеством кислого плагиоклаза, реже роговой обманки, кварца и биотита. Из акцессорных примесей видны апатит в виде идиоморфных кристаллов, титанит с лейкоксеновой оторочкой и магнетит.

Щелочной полевой шпат слагает главную массу породы. Он представлен анортоклазом и альбитом. Первый обычно преобладает. Он дает вытянутые кристаллы с ромбическим сечением. Ось Np располагается параллельно удлинению кристалла, а ось Ng—нормально последнему. Наблюдается склонность к идиоморфизму, вообще едва заметная вследствие неровности краев кристаллов. Спайность и двойники отсутствуют; поэтому сингонию минерала определить не удается, но определения угла оптических осей при помощи Федоровского столика показали, что $2v = -52°$. Последнее обстоятельство наряду с ромбическим сечением кристаллов заставляет считать полевой шпат анортоклазом. В шлифе он всегда выглядит немного мутноватым и имеет низкие цвета интерференции. Характерна неравномерная окраска внутри одного кристалла, которая обусловлена многочисленными микропертитовыми вростками неправильно-зигзагообразных ограничений, располагающимися по кристаллографическим направлениям в анортоклазе. Пертитовые вростки, судя по $2v = +88°$, несколько более высокой интерференционной окраске и свежему облику, представлены альбитом. Иногда пертитовые зерна имеют двойниковое строение и удлиненную форму и располагаются в шахматном порядке, образуя типичные шахбреттальбит и patch pertit, описанные Андерсеном (цит. выше). Судя по некоторым замерам, дающим $2v = -80°$. в сиенит-аплитах иногда присутствует ортоклаз. Альбит, кроме пертитовых вростков, образует самостоятельные зерна, иногда присутствующие в породе в значительном количестве.

Кварц встречается в виде отдельных более или менее крупных зерен, резко ксеноморфных по отношению к полевым шпатам, и в виде мелкозернистых аггрегатов, которые приурочены обычно к перекристаллизованным участкам пород и являются, по всей вероятности, вторичными.

Роговая обманка, биотит и зерна магнетита встречаются, главным образом, в сильно метаморфизованных разностях; поэтому они будут описаны при описании роговиков.

В сиенит-аплитах Таштагола удавалось наблюдать миаролитовые пустоты, выполненные аггрегатом радиально-лучистого мусковита, сульфидов и кварца.

Кварцевые сиениты встречены в юго-западном конце Шалымского сиенитового интрузива. Макроскопически эта разновидность пород отличается наличием крупных светлозеленых порфировых выделений плагиоклаза. Под микроскопом в первичный состав породы входят щелочной полевой щпат, плагиоклаз и кварц. Щелочной полевой шпат аналогичен

вышеописанному. Но, кроме пертитовых вростков и шахтбреттальбитовых образований, здесь видны оторочки альбита вокруг таблиц щелочного полевого шпата. Плагиоклаз, дающий удлиненные лейсты, представлен № 7-8. Он интенсивно серицитизирован, что и обусловило светлозеленую его окраску. Промежутки между зернами полевых шпатов выполнены кварцем или микропегматитом. Изредка встречаются зерна бесцветной слюды.

Альбитовые сиенит—аплиты, встреченные возле Таштагольского месторождения, отличаются от вышеописанных пород более интенсивной альбитизацией и большим количеством кислого плагиоклаза в составе породы.

Сиенит—порфиры и сиенит—аплиты встречаются или по периферии крупных тел или слагают мелкие тела. Наибольшим развитием данной разновидности породы пользуются возле Таштагольского месторождения. Окраска пород розоватосерая, реже белая или темно-фиолетовая с многочисленными светлозелеными пятнами. Сложение плотное. Основная масса состоит преимущественно из щелочного полевого шпата и незначительного количества кварца, который присутствует далеко не всегда. Структура основной массы в большинстве случаев микрогранитовая. Впрочем, среди микрогранитовой массы часто наблюдаются удлиненные лейсты альбита, как в пластинчатых альбититах Андерсена. Зерна альбита имеют в большинстве случаев простое двойниковое строение с плоскостью срастания двойника, расположенной параллельно удлинению кристаллов. При увеличении количества альбита основная масса принимает облик бостонитовой структуры. Порфировые выделения представлены или широкими таблицами щелочного полевого шпата, интенсивно альбитизированного, или удлиненными таблицами кислого плагиоклаза. Щелочной полевой шпат интенсивно альбитизирован, причем весьма характерно, что пертитовые вростки располагаются не по спайности, а под углом к ней параллельно каким-то другим кристаллографическим направлениям, что особенно отчетливо видно возле двойникового шва в щелочном полевом шпате. Это наблюдение заставляет думать, что альбитизация шла не за счет привноса натрия какими-то позднейшими растворами, а в порядке распада твердого раствора. Кислый плагиоклаз порфировых выделений представлен альбит-олигоклазом № 7-8 с полисинтегически—двойниковым сложением. Альбит-олигоклаз порфировых выделений охотно серицитизируется, что и обусловливает макроскопически видимую светлозеленую их окраску.

Бостониты встречаются спорадически почти во всех телах данной интрузии. Залегают они то в периферических частях штоков, то в центральной их части и, повидимому, представляют своеобразный дифференциат сиенитовой магмы. Макроскопически бостониты окрашены в розоватые тона и имеют плотное сложение. Под микроскопом видна основная масса, состоящая из многочисленных мелких лейст альбита, которые обладают простым двойниковым строением и неровными зазубренными краями, характерными для типичных бостонитов (36,306). Лейсты альбита иногда располагаются веерообразно, что приводит к образованию сферолитоподобных скоплений. Порфировые выделения встречаются сравнительно редко. Они представлены щелочным полевым шпатом с большим количеством микропертитовых вростков. Поскольку границы порфировых выделений секутся пластинками альбита, нужно думать, что, согласно О. Андерсену (1), последний выделился позже. Из акцессорных примесей встречен лишь апатит. Возле рудных тел видны новообразования эпидота. Вообще же порода, как правило, интенсивно серицитизирована и забита карбонатами.

Последующее изменение пород сиенитовой интрузии выразилось в интенсивной их серицитизации и обильной импреньяции пиритом и карбонатами. Вместе с тем сиенит-аплиты, особенно в краевых частях тел, интен-

сивно рассланцеваны и раздроблены с образованием сланцев и милонитов. В этом случае наблюдается обильный привнос кальцита, гидробиотита, хлорита, эпидота и рудных минералов. Возле контактов с гранитной интрузией сиенит-аплиты интенсивно ороговикованы, а возле рудных тел—скарнированы. Оба эти процесса будут описаны ниже.

Контактовое воздействие сиенитовой интрузии на породы кембрия ничтожно, а в контактах мелких штоков едва уловимо даже под микроскопом. Так, в тонкозернистой полевошпатовой породе, взятой из контакта с небольшим штоком сиенит-аплита, выходящего в левом борту р. Кондомы в 0,5 км. ниже м-ния Таштагол, лишь при большом увеличении удалось установить наличие мелких удлиненных кристалликов или бесцветных или слабо плеохроирующих в зеленых тонах, и принадлежащих, вероятно, ромбической роговой обманке. Ни в этом, ни в других образцах из контакта этой интрузии каких-либо более надежных признаков контактового метаморфизма установить не удалось.

4. Интрузия гранитовой магмы

Породы этой интрузии дают мощное тело к СЗ от рудоносного района. Тело этого интрузива слагает массив горы Пустаг и доходит на юг почти до р. Кондомы, а на север—до р. Викторьевки. Длина тела, вытянутого в ЮЗ.-СВ. направлении, более 40 км. и ширина 5-10 км. Геологическое описание этого интрузива дано Т. В. Пятницкой (34, 19). В пределах рудоносного района мы встречаем целый ряд разнообразных по величине отпрысков этого интрузива. Наиболее крупным из них является тело г. Сарлык, возле южного контакта которого находится Шерегешевское месторождение.

Менее значительным по размерам является тело гранита, расположенное в 4 км. к юго-западу от Шалымского месторождения. Наконец, еще более мелкие отпрыски этой интрузии наблюдаются южнее, в районе г. Татуя.

Породы интрузии не носят на себе следов сколько-либо заметной рассланцевки или раздробления.

По составу они довольно разнообразны. На основании состава и структурных признаков можно выделить: 1) граниты, 2) банатиты, 3) диориты, 4) адамелит-порфиры и 5) пегматит-аплиты.

Граниты слагают крупное тело к северу от Шерегешевского м-ния. Внутри этого тела характер пород довольно выдержан. Все они имеют крупнозернистое сложение, сохраняющееся даже возле контакта, как это удалось мне наблюдать в бортах р. Большой и в водоразделе р. Большая—р. Кумныгаш. Лишь кое-где удается наблюдать едва заметную порфировидность. Окраска пород в большинстве случаев красная и реже светло-серая, обусловленная различной, то мясо-красной, то белой окраской полевого шпата. Бросается в глаза большое количество кварца при незначительном количестве темноцветных, представленных биотитом.

Под микроскопом видна гипидиоморфно-зернистая структура породы с различной величиной зерна. Максимальными размерами обладают зерна щелочного полевого шпата, достигающие в поперечнике 10-15 мм. Отдельные же зерна плагиоклаза уменьшаются до 1-2 мм в поперечнике.

Щелочной полевой шпат представлен крупными таблицами микроклина, который вне зависимости от ориентировки отдельных зерен, очевидно по плоскостям каких-то напряжений пронизан тонкими жилками альбита, дающими образования, аналогичные жильным пертитам Андерсена (цит. выше). Как правило, наблюдается типичная микроклиновая решетка.

Плагиоклаз представлен идиоморфными табличками альбит-олигоклаза, размеры которых не превышают 1-2 мм. Таблички альбит-олигоклаза образуют вместе с кварцем, по отношению к которому они резко идиоморфны, сплошные аггрегаты или встречаются в виде отдельных включений среди крупных зерен микроклина. Альбит-олигоклаз имеет тонко-полисинтетическое двойниковое сложение и слабо выраженную зонарность. Измерения на Федоровском столике показали, что 2v=+88—90° и что состав альбит-олигоклаза колеблется от № 15 до № 18 и лишь в редких случаях опускается до № 10. Центральная часть зерен альбит-олигоклаза содержит редкую сыпь тонкозернистого серицита.

Кварц по количеству является преобладающим минералом. Он дает аггрегаты разнообразных по величине волнисто-угасающих зерен, обладающих неправильными ограничениями. Мелкие зерна кварца с размером поперечника 0.20-0.30 мм. образуют в щелочном полевом шпате многочисленные включения, располагающиеся в периферической части таблиц последнего.

Биотит встречается довольно редко. Он образует удлиненные зерна, отчетливо идиоморфные по отношению к альбит-олигоклазу. Иногда в биотите наблюдаются многочисленные мелкие зерна магнетита, располагающиеся параллельно спайности. Возле самого контакта появляются редкие зерна роговой обманки, как это удалось установить в контактах по р. Большой. При этом идиоморфные зерна роговой обманки секутся зернами биотита, что указывает на более раннее выделение первого минерала.

Акцессорные примеси представлены апатитом и титанитом. Иногда встречаются рудные минералы, как правило, приуроченные к скоплениям темноцветных компонентов. При этом в образце порфировидного гранита, взятого в нескольких метрах от контакта, удалось наблюдать, что рудные минералы, представленные магнетитом, располагаются параллельно спайности.

Адамеллиты образуют небольшое тело к юго-западу от Шалымского м-ния, в вершине р. Каменушки. Центральная часть интрузии сложена светлосерой среднезернистой породой, имеющей в краевых частях гранит-порфировую структуру, обусловленную наличием более крупных зерен плагиоклаза с размерами поперечника до 5-7 мм. Размеры зерен основной массы, состоящей из плагиоклаза, щелочного полевого шпата, роговой обманки и биотита, колеблются в пределах от 1 до 3 мм. В краевой фации вместе с порфировой структурой наблюдается увеличение темноцветных компонентов. В состав породы входят кварц, щелочной полевой шпат, плагиоклаз, биотит и роговая обманка.

Кварц образует более или менее крупные зерна неправильно изометричных ограничений и нередко содержит в себе реликтовые зерна полевых шпатов. Щелочной полевой шпат присутствует в незначительном количестве. В противоположность гранитам г. Сарлык микроклиновая решетка исчезает, но попрежнему в щелочном шпате наблюдаются ориентированные в одном направлении жильные микропертитовые вростки и включения кварца и реже плагиоклаза, располагающиеся по периферии зерен.

Плагиоклаз представлен резко зонарным олигоклаз—андезином № 25-30 с грубым полисинтетическим двойниковым строением и отчетливым идиоморфизмом по отношению к кварцу и полевому шпату. 2v=—82. Двойники по Манебахскому закону. Вдоль границ зерен наблюдаются многочисленные включения кварца размерами от 0.04 до 0.05 мм. Зерна андезина кое-где заметно раздроблены. В центральной части их видна тонкая сыпь серицита и реже эпидота и хлорита.

Биотит в виде широких таблиц приурочен обычно к скоплениям рудных минералов и нередко содержит включения их, располагающиеся параллельно спайности. Параллельно спайности же биотит замещается хлоритом.

Роговая обманка присутствует в шлифе в незначительном количестве в виде мелких зерен. Она плеохроирует от светло-желтого до зеленого цвета. Из акцессорных примесей встречены тонкие кристаллики апатита.

Банатиты и диориты, являясь более основными разностями краевой части гранитовой интрузии, слагают несколько мелких тел в районе г. Татуя и изредка встречаются по периферии адамеллитового тела р. Каменушки.

Макроскопически порода имеет ровнозернистое строение и сероватозеленую окраску. Под микроскопом видна диоритовая структура породы, обусловленная резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к щелочному полевому шпату, кварцу и даже темноцветным компонентам. Плагиоклаз представлен андезином от № 30 до № 40. Он дает удлиненные лейсты грубо двойникового сложения, двойники по Карсбадскому и Периклиновому законам и $2v = -85^\circ$. Промежутки между лейстами полевого шпата выполнены зеленоватожелтой обыкновенной или, реже, бурой базальтической роговой обманкой, кварцем и щелочным полевым шпатом. Кварц и щелочной полевой шпат образуют обычно тонкие микропегматитовые прорастания. Акцессорные примеси представлены апатитом, сфеном и рудными минералами. Для этих более основных разностей пород интрузии является характерным интенсивное автометаморфное изменение, выражающееся в том, что полевые шпаты забиты тонкозернистой слюдкой, наряду с которой в более основных разностях полевых шпатов присутствует эпидот. Роговая обманка замещается аггрегатом хлорита, эпидота и рудных минералов. Процесс изменения особенно интенсивен в наиболее мелких штоках, представленных более основными породами. Так, например, в юго-западном склоне г. Татуя обнаружен выход пород, безусловно принадлежащих к данной интрузии, в которых, кроме большого количества темноцветных и продуктов их изменения, ничего не удается обнаружить даже под микроскопом.

Вышеприведенное описание позволяет принимать эти более основные интрузии за первичные недифференцированные разности интрузии, обогащенные основаниями в результате процессов ассимиляции.

Адамеллит-порфиры встречены в нескольких местах в пределах контактового ореола интрузии. Они образуют в ороговикованных породах кембрия мелкие штоки. Макроскопически породы имеют светло-серую окраску. и порфировую структуру, обусловленную наличием порфировых выделений белого полевого шпата,, размеры зерен которого достигают 4-5 мм, биотита с размерами зерен до 3 мм и реже роговой обманки.

Под микроскопом порфировые выделения представлены плагиоклазом № 30-33, имеющим грубое полисинтетически—двойниковое строение и отчетливую зонарность, биотитом с размерами зерна 1-2 мм и реже зеленовато-желтой роговой обманкой. Основная масса сложена мелкозернистым (с размерами зерна от 0,02 до 0,1 мм) аггрегатом кварца, полевого шпата, биотита и роговой обманки.

Кварц и щелочной полевой шпат часто образуют тончайшие микропегматитовые проростания, видимые лишь при больших увеличениях. В значительном количестве присутствует магнетит то в виде тонких зерен размерами до 0,1 мм, то в виде тонкой сыпи, располагающейся по периферии зерен биотита или внутри их по плоскостям спайности.

По всему шлифу иногда бывает видна тонкая сыпь биотита, роговой обманки и рудных минералов, которая напоминает таковую в роговиках и указывает на наличие процессов эндоконтактового метаморфизма. Кроме того, изменение породы выразилось в образовании серицита за счет полевых шпатов, хлорита за счет биотита и тонкого аггрегата хлорита и эпидота за счет роговой обманки.

5. Контактовый метаморфизм

Описанная интрузия метаморфизует не только древнюю толщу известняков, кварцитов и порфиритов, как это было отмечено Т. В. Пятницкой (34, 10), но также и породы кембрийской толщи вместе с залегающими в них сиенит-аплитами. Как указано на схеме геологического строения рудоносного района, контактовый ореол в виде полосы шириной 2-4 км., состоящей из роговиков, опоясывает тела этой интрузии, образуя широкий шлейф, который в районе г. Татуи простирается на юг почти до Таштагольского месторождения. Возле устья р. Кочуры роговики образуют отдельные изолированные участки, не имеющие видимой связи с интрузией и расположенные, очевидно, над не вскрытыми еще отпрысками ее.

Метаморфизм интрузии гранита выразился, главным образом, в перекристаллизации боковых пород с образованием различных роговиков. Метасоматические процессы также имели место во всей контактовой полосе интрузии, но в большинстве случаев они играли подчиненную роль, выразившись лишь в образовании тонкой сыпи магнетита, биотита, роговой обманки и эпидота. Лишь возле рудных месторождений преобладали процессы метасоматоза с образованием различных скарнов, которые будут описаны при рассмотрении месторождений. Поскольку ин'екция гранитовой магмы в рудоносном районе приурочена к полю распространения альбитофиров, их туфов и сиенит-аплитов, то можно выделить две разновидности роговиков, получившихся соответственно за счет метаморфизма или альбитофиров и их туфов или сиенит-аплитов.

Ороговикованные альбитофиры и их туфы. Эти породы пользуются наибольшим распространением среди контактового ореола интрузии. Массивное сложение, отсутствие сланцеватости и более темная окраска, по сравнению с альбитофирами, не затронутыми контактовым метаморфизмом, придают этим породам резко отличный облик. Это обстоятельство побудило прежних исследователей выделить эти ороговикованные разности или под именем порфиров, связанных с девонской интрузией гранита, как это сделали геологи К. Г. Тюменцев (42, 104) и Т. В. Пятницкая (34, 24), или под именем альбитофировой формации, входящей в состав толщи Cm, как это было сделано геологами, производившими разведку месторождений (5, 18, 38, 41,).

Внешний облик пород довольно однообразен. Окраска породы в большинстве случаев темная или с буроватым оттенком, наблюдающимся возле самого интрузива, или с зеленоватым, наблюдающимся в удаленных частях. Сложение пород в большинстве случаев плотное, придающее породам горнфельзовый облик, и только вблизи интрузии наблюдаются зернистые разности, являющиеся наиболее интенсивно метаморфизованными. Весьма интересно пространственное распространение этих зернистых разностей. Возле крупного Сарлыкского тела они распространяются обычно не далее 80-100 м, в то время как вокруг мелких штоков г. Татуи они дают оторочки до 0.5 км шириной. Наряду с плотными массивными разностями встречаются пятнистые роговики, обусловленные наличием светлозеленых неправильно-округлых пятен и разводов среди горнфельзовой массы, или полосчатые разности, получившиеся благодаря наличию в роговике неправильных светложелтых эпидотовых полос. Возле эпидотовых разводов и полос в роговике видна белая каемка с неясными ограничениями, указывающая на изменение роговиков при образовании эпидота. При устьи р. Кочуры встречены разности роговиков, обладающие кристаллизационной сланцеватостью, получившейся вследствие параллельного расположения листочков слюды. Структуры роговиков, видимые под микроскопом, различны. Только наиболее сильно перекристаллизованные разности имеют типичную рогови-

ковую структуру с неправильно изометричными ограничениями зерен и с размерами зерна от 0.06 до 0.1 мм и редко больше. Иногда наблюдается полосчатое строение, обусловленное соответствующим распределением вновь образующихся минералов.

В пятнистых разностях роговиков под микроскопом среди обычной для роговика перекристаллизованной массы видны неправильно округлые участки, выполненные чаще всего эпидотом, хлоритом, карбонатами или реже пироксеном и роговой обманкой. Иногда эти участки имеют строение жеод, где краевая часть выполнена пироксеном, а центральная—роговой обманкой, в которой видны идиоморфные кристаллики эпидота. Внутри роговой обманки иногда появляются карбонаты и хлорит.

В большинстве случаев, несмотря на интенсивное изменение пород, удается наблюдать фельзитовую, микрогранитовую или (реже) микролитовую структуру первичной породы, указывающую на эффузивный характер последней. Среди мелкозернистой массы видны более крупные зерна порфировых выделений полевого шпата, представленного олигоклаз—альбитом №10-15. В других случаях среди тонкозернистой, иногда неразличимой даже при больших увеличениях массы, забитой тонкой сыпью биотита и рудных минералов, видны различной величины и формы обломки эффузивов и полевых шпатов, что указывает на туфовый или осадочный характер первоначальной породы.

Таким образом, реликтовые структуры в роговиках указывают на то обстоятельство, что они образовались в большинстве случаев из альбитофиров или их туфов. По степени метаморфизма, убывающей по мере удаления от контакта, можно проследить переходы от слабо измененных альбитофиров к типичным роговикам, состоящим из сравнительно крупнозернистой массы плагиоклазов и роговой обманки.

Минералы, образованные в процессе метаморфизма, приурочены обычно к мелкозернистой массе и расположены вокруг вкраплений рудных минералов.

Состав роговиков довольно однообразен, поскольку ороговикованию подверглись породы, состоящие в основном из полевого шпата и в незначительной части из кварца, но тем не менее по степени метаморфизма и по количеству привнесенных минералов роговики изменяются довольно сильно. Кроме полевошпатовой массы с размерами зерна от 0.06 до 0.1 мм в роговиках наблюдается образование сыпи рудных минералов: биотита, эпидота, роговой обманки, турмалина, апатита, карбонатов, андалузита, бесцветной слюдки и титанита.

Иногда метасоматические минералы—эпидот, хлорит, карбонаты и другие настолько обильны, что роговики дают как-бы переходы к скарнам.

Рудные минералы, представленные, как видно в отраженном свете, магнетитом и гематитом. образуют обычно тонкую сыпь. При этом гематит образует мартитовую реметку в магнетите. В шлифе из роговика, взятого в 1,5 км от контакта, отдельные зерна магнетита имеют форму обломков, что заставляет считать их первичной составной частью породы. В образцах же, взятых возле контакта, зерна магнетита имеют правильные кристаллографические ограничения. Размер зерен колеблется от 0.01 до 0.03 мм. Иглы гематита не превышают в поперечнике 0.0015 мм.

Биотит образует тонкую сыпь, приуроченную, главным образом, к мелкозернистым участкам пород—или к цементу в туфах или к основной массе в порфирах. В порфировых выделениях биотит наблюдается гораздо реже. Особенно интенсивна сыпь биотита возле магнетита. Размер зерен биотита 0.1-0.3 мм. Окраска биотита варьирует от бурых тонов до зеленых, причем первые наблюдаются вблизи контакта, а вторые на значительном, до 1-1,5 км, удалении от него. И те и другие разности обладают сильным плеохроизмом

по нормальной для биотита схеме абсорбции. По времени выделения биотит является следующим за магнетитом минералом, поскольку появление его приурочено к скоплениям первого. С другой стороны, поскольку биотит по плоскостям спайности замещается роговой обманкой и поскольку зерна первой секутся зернами второй, то нужно думать, что биотит выделился до роговой обманки.

Роговая обманка встречается в роговиках в меньшем количестве, нежели биотит. Только вблизи контакта количество роговой обманки заметно увеличивается. В большинстве случаев роговая обманка образует вместе с биотитом тонкозернистую сыпь, но иногда она встречается в виде более или менее крупных зерен, участков и даже отчетливо выраженных прожилок. Оптические свойства роговой обманки изменчивы. Вблизи интрузии она обладает в шлифе более густой зеленой окраской, а вдали—более светлой, слегка синеватой. Схема плеохроизма: Np—светло-желтый; Ng—буровато-зеленый и Nm—буроватый; $Ng > Nm > Np$. Удлинение главной зоны положительное. Плоскость оптических осей—(010); $2v = 40 - 50°$; угол $C - Ng = 30°$. Угол между плоскостями спайности (110) равен 56°, Таким образом, по Винчелю, роговая обманка близка к катафориту. Крупные зерна роговой обманки в скрещенных николях распадаются на ряд отдельных, различно погасающих участков, указывающих по Грубенману и Ниггли на процесс собирательной кристаллизации (14, 96). По времени выделения роговая обманка является более поздней, нежели биотит, как это было показано при описании последнего, но более ранней, нежели эпидот, поскольку зерна его секут границы зерен роговой обманки.

Эпидот образует неправильные участки и полосы, сложенные неправильными, неясно ограниченными зернами. По границе с эпидотом в мелкозернистой роговиковой массе биотит обычно исчезает и появляются титанит и хлорит, а также и скаполиты с интерференционной окраской, имеющей цвета до желтого первого порядка. Гранат встречается весьма редко и ассоциируется обычно с эпидотом. Характерно побеление породы возле эпидота и граната, обусловленное отсутствием биотита.

Кварц встречается в виде неправильных разводов и участков, по периферии которых выделились магнетит и биотит. В роговиках левого борта р. Кочуры кварц, ассоциируясь с сульфидами, образует неправильно удлиненные участки, располагающиеся параллельно кристаллизационной сланцеватости роговиков. Зерна кварца имеют удлиненный характер и располагаются, как-бы нарастая на зернах сульфидов.

Турмалин, ассоциируя вместе с биотитом, дает то изометричные, то удлиненные зерна, окрашенные в синеватые тона. Интенсивен плеохроизм по схеме абсорбции обратной биотиту.

Андалузит встречен в роговиках правого борта р. Кондомы из порфира, где он дает крупные зерна с отчетливым плеохроизмом в розоватых тонах и с аномальной синеватой интерференционной окраской.

Апатит образует многочисленные, иногда довольно крупные зерна, разбросанные по всему шлифу. Титанит в виде неправильных зерен встречается возле скоплений рудных минералов. Карбонаты встречаются в шлифе в виде неправильных зерен среди полевого шпата и реже в виде прожилок.

Альбит в роговиках встречен в виде незначительной по мощности жилки и в виде отдельных зерен в кварцевой массе возле сульфидов. Серицит дает тонкую сыпь среди всей массы породы, причем более интенсивно серицит поражает полевошпатовые участки возле кварцевых участков и сульфидов.

На основании данного выше описания, в роговиках, кроме собственно процессов ороговикования, наблюдаются процессы контактово-метасоматического и гидротермального изменения пород.

Контактовое изменение сиенит—аплитов. Сиенит—аплиты, подвергшиеся контактовому метаморфизму со стороны гранитной интрузии, принимают более темную окраску, обусловленную наличием скоплений темноцветных компонентов, образующих неправильно изометричные пятна. Под микроскопом в ороговикованных сиенит—аплитах наблюдается заметная перекристаллизация, выражающаяся в том, что края крупных зерен становятся бухтообразными и между ними появляется цементирующий их мелкозернистый аггрегат зерен полевого шпата с типичной роговиковой или мостовой структурой (рис. 1) Иногда мелкозернистая масса образует сплошную сетку. В таком случае получается типичная мортелькранцструктура Грубенмана (14, 291) Таб. I, Ф. 1). В более сильно ороговикованных разностях тонкозернистый аггрегат настолько разрастается, что слагает главную массу породы, среди которой видны лишь отдельные реликты первичного полевого шпата с бухтообразными краями. Нередко зерна полевого шпата раскрошены и образуют ряд одновременно угасающих обломков, сцементированных мелкозернистой массой. Структура породы таким образом становится типичной псевдопорфиробластической (рис. 2). Кроме изменения структуры ороговикование выражается также и в значительном изменении состава путем новообразования мелкозернистых аггрегатов биотита и роговой обманки, приуроченных к мелкозернистым участкам и к скоплениям магнетита, который охотно выделяется в этих мелкозернистых участках. В основном характер и последовательность новообразовавшихся минералов в ороговикованных сиенит—аплитах те же, что и в роговиках, получившихся за счет альбитофиров и их туфов.



Рис. 1

Перекристаллизация полевого шпата в сиенит-аплите: 1—крупные зерна анортоклаза и альбита; 2—мелкозернистая полевошпатовая масса. Шерегеш, скв. № 1, гл. 265 м. У в. 50.

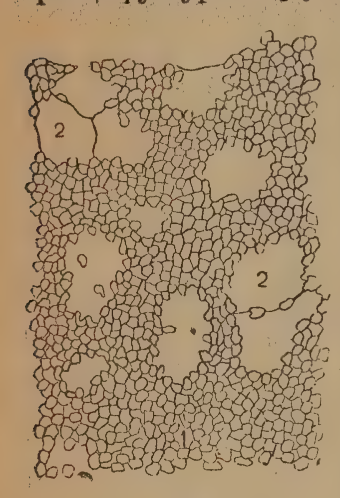


Рис. 2

Псевдо-порфиробластическая структура в ороговикованном сиенит-аплите: 1—мелкозернистая масса; 2—реликты пол. шпата. Водораздел р. Таинзы и кл. Шерегеш. Ув. 30.

6. Дайковые образования

Дайковые образования района представлены как кислыми породами—аплитами, аплито-пегматитами, микроальбититами и микроальбитит—порфирами, так и основными—диабазофиритами и микродиоритами. Как кислые, так и основные дайки секут породы кембро-силурийской толщи и породы контактового ореола интрузий, причем породы этих даек не носят на себе ни следов контактового метаморфизма, ни рассланцевки. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Простирание жил обычно имеет ССЗ направление. Угол падения близок к вертикальному.

Аплиты и аплито-пегматиты представляют собой жильную фазу гранитной интрузии. Они встречены несколькими разведочными кана-

вами и скважиной № 1 на первом рудном теле Шерегешевского месторождения, где эта разность интрузива в виде нескольких даек и многочисленных мелких прожилок сечет и скарны и руду. (Рис. 3). Мощность жил различна. Наряду с мелкими прожилками, изображенными на рисунке, судя по делювию, есть дайки мощностью до 1—2 м. Породы этих жил различны. В более мелких жилках породы представлены тонкозернистым розовым аплитом, в более же мощных дайках встречаются крупнозернистые образования, имеющие или гранитовый или пегматитовый облик. В крупном штуфе из канавы № 5 удалось наблюдать непосредственные переходы от аплита, располагающегося, очевидно, по периферии дайки и имеющего розоватую окраску и мелкозернистое строение, к крупнозернистой пегматитовой массе через мелко пегматитовую массу (рис. 4). Под микроскопом тонкозернистая часть состоит из мелких зерен кварца, микроклина, альбита и реже биотита. Размеры зерен этой мелкозернистой массы 0.20—0.50 мм. В зернах альбита двойники иногда явно изогнуты, а зерна кварца имеют волнистое погасание, что указывает на некоторую сдавленность породы. Среди этой мелкозернистой части видны прожилки эпидота.

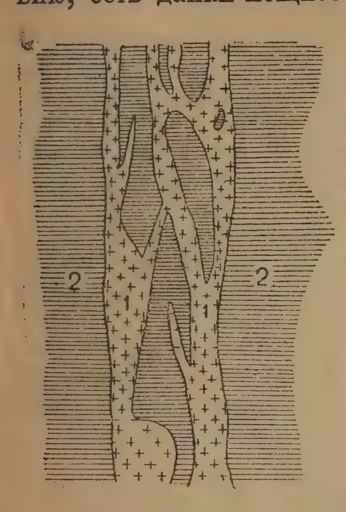


Рис. 3

Прожилки аплита (1) в скарне (2) Шерегеш, тело № 1, уч. 1; кан. 21. Норм. вел.

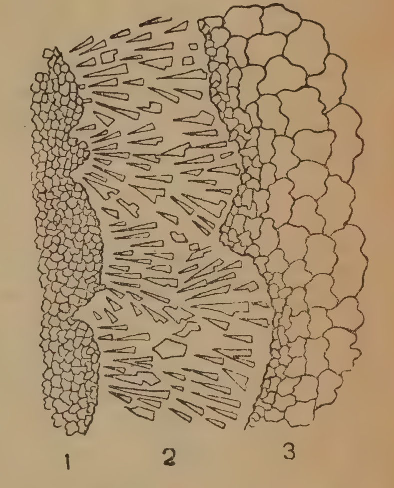


Рис. 4

Строение дайки аплито-пегматита: 1—мелкозернистый аплит; 2—радиально-лучистый пегматит и 3—пегматит. Шерегеш, тело № 1, уч. 1, кан 4. Ув. 2.

В шлифе из радиальнолучистого пегматитового участка видны крупные зерна микроклина с многочисленными, удлиненными в одном направлении, пегматитовыми вростками кварца, одновременно погасающими.

Крупнозернистая часть состоит из решетчатого микроклина с жилообразным микропертитом и ксеноморфных зерен кварца.

В других жилах наблюдается переход от мелкозернистой аплитовой массы с размерами зерен от 0. 5 до 1 мм к крупнозернистой с размерами зерна до 10 мм без микропегматитовой каемки. В крупных зернах микроклина, пронизанного тонкими жилками пертитового альбита, видны кристаллики плагиоклаза № 7—10 с $2V = +80-82^0$ и мелкие зерна кварца. Последние располагаются по периферии зерен микроклина. Таким образом, видно, что плагиоклаз является наиболее ранним минералом. Отношение щелочного полевого шпата к кварцу ясно выражено в шлифе из пегматит-аплита, встреченного в скв. № 1, где кварц раскрашивает микролин и сечет его в виде прожилка.

Микроальбититы и микроальбититпорфиры встречены на водоразделе р. М. Каменушки и кл. Телетынгол, в правом борту р. Кондомы выше устья кл. Телетынгол, на северном склоне г. Татуя и в разведочных выработках Таштагольского месторождения, где они секут рудные тела. Макроскопически микроальбититы представляют собой тонкозернистые

или плотные породы светлосерой, иногда розоватой окраски. П. м. видна тонкозернистая полевошпатовая масса с микрогранитовой структурой. Кое-где встречаются редкие зерна слюды.

Порфириты и микродиориты встречены в виде многочисленных даек в обоих бортах р. Кондомы, на г. Татуя, в пределах Шалымского месторождения, где они секут рудные тела, и во многих других местах. Макроскопически эти породы обладают сероватозеленой или темнозеленой окраской и плотным или зернистым сложением. Крупность зерна возрастает с мощностью дайки. Тонкозернистые разности мы называем порфиритами, а более крупнозернистые—микродиоритами. Под микроскопом в большинстве случаев видна диабазовая структура породы, состоящей из лейст сильно серицитизированного плагиоклаза, обладающего полисинтетически-двойниковым строением, и роговой обманки, в большинстве случаев значительно хлоритизированной. По всему шлифу разбросаны неправильные зерна и участки карбонатов и реже кварца. В дайках, секущих Шалымское месторождение, встречено большое количество мелких кристалликов апатита. Изредка встречается авгит, замещающийся роговой обманкой.

Заметная хлоритизация, серицитизация и выделения эпидота и актинолита, а также характерная сыпь магнетита, наблюдаемая во всех шлифах, позволяют идентифицировать описанные дайки с жильной фазой Тельбесской интрузии (43, 61).

7. Новейшие образования

Новейшие образования представлены аллювиальными отложениями рек и делювиально-элювиальными отложениями склонов гор. Как те, так и другие относятся к четвертичному периоду. Более древние третичные образования отсутствуют, но на основании встреченных в районе Спасского прииска марганцевых и железистых брекчий, а также красных глин, встреченных в левом борту р. Шалым, нужно думать, что в третичное или верхнемеловое время наш район представлял собой страну с достаточно жарким климатом и мощными процессами элювиального выветривания, что уже было мной установлено для соседнего Антроповского района (6). Это же положение, как мы увидим ниже, вытекает и из рассмотрения процессов окисления руд Таштагольского и Кочуринского месторождений.

8. Последовательность геологических событий

На основании описанных выше наблюдений можно установить примерно следующий порядок событий. Наиболее древним геологическим элементом района является толща хлоритовых сланцев. Возраст этой толщи определяется следующим образом. Ранее произведенными исследованиями она по возрасту разбивалась на две части. Так, К. Г. Тюменцев часть этой толщи, состоящую из сланцев, кварцевых и бескварцевых порфиров и порфиритов, превращенных в порфироиды и порфиритоиды, и туфогеновых образований, относит к кембрию (42, 102); другую же часть этой толщи, состоящую из известняков, сланцев и эффузивов, относит к кембросилуру. Ороговикованные альбитофиры, входящие в состав этой толщи, Тюменцевым были выделены и отнесены к нижнедевонскому возрасту. Геолог Т. В. Пятницкая, производившая здесь с'емку в 1931 г, указывая на отсутствие фауны и различий между частями этой толщи (34, 10), все же разделяет ее на две части. Одну из них, характеризующуюся наличием авгитовых порфиритов, считает кембрийской, и вторую—силурийской. Эффузивы она также относит к девонскому возрасту. Такое же деление производит геолог А. К. Кюз на основании находок вообще в районе как кембрийской

(26, 9), так и силурийской фауны. Это разделение, между прочим, вполне соответствует стратиграфической схеме, выдвинутой А. М. Кузьминым (22).

На основании наших исследований можно сделать следующее замечание. Обе части этой толщи, во первых, не имеют сколько-нибудь заметно выраженной границы, во-вторых, схожи по своему литологическому составу и, в третьих, состав пород в обоих толщах изменяется не только вкрест простирания, но и по простиранию. Поэтому производить разделение описанной толщи по возрасту на основании литологического состава без достаточного учета фациальности пока не приходится. Тектонические нарушения, указанные на картах геологов Т. В. Пятницкой и А. К. Кюза, позднейшими работами обнаружить не удалось, хотя мелких внутриформационных нарушений очень много. Поэтому условно мы будем называть всю эту толщу кембрийской. Поскольку в нашем районе нигде не было встречено ни типичных граувакковых образований, ни конгломератов с галькой так называемых докембрийских пород, которые описаны в низах кембрийской толщи К. Г. Тюменцевым (42, 102), то нужно думать, что мы имеем более высокие горизонты, кембрия.

Таким образом, мы можем считать, что в течение всего кембрийского периода шло накопление осадков, давших мощную толщу. Процесс отложения являлся достаточно сложным и неравномерным. Вполне возможно, что неоднократно наблюдались перерывы, то кратковременные, то достаточно длительные, обусловленные эпайрогеническими колебаниями. Так, К. Г. Тюменцев указывает на наличие перерыва между средним и верхним кембрием (42, 103). Кроме того, конгломератовидные туфы с галькой пород кембрийской толщи, встреченные в левом борту р. Кондомы, также подтверждают наличие внутриформационного перерыва. Вместе с тем происходили мощные излияния эффузивов, покрывавших значительные площади и образовавшие многочисленные горизонты, сложенные как основными, так и кислыми породами. В нижней, более древней части толщи, преобладают основные эффузивы, которые в верхней части сменяются кислыми, дающими мощную толщу, выделявшуюся ранее нами под именем альбитофировой формации.

Относительно геологической сущности этой формации существуют различные мнения. К. Г. Тюменцев связывает описанные порфиры с девонской гранитовой интрузией (42, 104), считая их эффузивными покровными образованиями, произошедшими после отложения описанной выше метаморфической толщи; Т. В. Пятницкая также связывает описанную толщу альбитофиров с гранитной интрузией девонского возраста (34, 24). Наконец, Ю. А. Кузнецов связывает эти образования с девонской интрузией, считая их апикальной ее частью (24, 72). Совершенно противоположная точка зрения на эти альбитофиры выдвинута проф. М. А. Усовым, который посетил все месторождения Кондомской группы летом 1932 г. Он считает альбитофиры древними эффузивными образованиями, входящими в состав описанной выше кембрийской толщи, об'ясняя отсутствие интенсивной рассланцевки тем, что породы этой формации, во первых, являлись более устойчивыми и, во-вторых сланцеватость их замаскирована последующим метаморфизмом. Наши наблюдения подтверждают точку зрения проф. М. А. Усова. Так наряду с зернистыми разностями (кристаллическими порфирами) встречаются брекчиевидные туфовые образования. Кроме того, породы этой формации испытали интенсивный контактовый метаморфизм, выразившийся в перекристаллизации пород и частичном замещении их тонкой сыпью биотита, роговой обманки, эпидота, хлорита и других минералов. Микроскопическая характеристика альбитофиров совершенно аналогична кислым эффузивам кембрийской толщи. Наконец, в тех участках так называемой альбитофировой формации, где ороговикование выражено слабо, встречаются рассланцеванные альбитофиры, указывающие на то, что

они вместе с толщей хлоритовых сланцев подвергались интенсивной дислокации, которая собрала всю кембрийскую толщу в крутые складки близкого к меридиональному направления.

Особенно эффектно эта складчатость отразилась на осадочной части толщи, превратив породы ее в хлоритовые и хлорито-серицитовые сланцы, а эффузивы— в порфироиды и порфиритоиды. Как показано на геологической карте (черт. 1), в пределах нашего района имеется крупная синклинальная складка меридионального простирания с осью, погружающейся на север. Крылья этой складки, состоящие в основном из осадочных формаций, собраны в многочисленные мелкие складки второго порядка. Кроме описанной складки с уверенностью можно говорить о многочисленных диз'юнктивного характера перемещениях, но поскольку они имеют мелкий внутриформационный характер, то на карте они не выражены.

Очевидно, перед этой складчатостью, во всяком случае еще до завершения ее, произошла интрузия сиенит-аплитов, которая внедрилась в кембрийскую толщу. Ранее возраст этой интрузии определялся, как среднедевонский. Так, Т. В. Пятницкая (34, 25) и Г. П. Болгов (7) считали сиенит-аплиты краевой фацией гранитовой интрузии и относили их к девонскому возрасту. Ю. А. Кузнецов (24, 71), сравнивая рудоносные интрузии Кузнецкого Алатау с таковыми Восточного и Западного Саян на основании данных А. Н. Чуракова, М. А. Усова, А. Я. Булынникова, А. М. Кузьмина и И. К. Баженова, относит сиенит-аплиты к среднедевонскому возрасту. На основании наших наблюдений можно сделать следующие выводы. Во-первых, интрузивные тела сиенитовой магмы являются более древней, нежели интрузия гранитов, поскольку она подвергается контактовому воздействию со стороны последних. Во-вторых, поскольку породы этой интрузии значительно рассланцеваны, то, вероятно, сиенит-аплиты вместе с толщей кембрия, подверглись дислокации, которой породы гранитной интрузии не были подвержены. Кроме этого, при взгляде на геологическую карту (черт. 1), довольно отчетливо видно, что контуры тел сиенит-аплитовой интрузии обычно не совпадают с направлением сланцеватости, что также указывает на образование этих тел до возникновения последней. Таким образом, поскольку породы этой интрузии значительно рассланцеваны, еще до ороговикования их, то есть все основания предполагать, что эта интрузия по возрасту не моложе таконийской, каковые интрузии, согласно проф. М. А. Усова, в Кузнецком Алатау имеются (45-а, 8) Более вероятно, что она салаирского возраста, поскольку залегает в кембрии.

Интрузия гранита является более молодой, и нужно думать, что по возрасту она совершенно аналогична рудоносной интрузии Тельбесского района, которая относится М. А. Усовым (43) к нижне—или среднедевонскому возрасту. С этой интрузией связано интенсивное ороговикование пород и мощные метасоматические процессы, выразившиеся в образовании рудных месторождений, которые были рассечены дайками аплито-пегматитового остатка этой магмы, очевидно в связи с повторными движениями. После интрузии и рудообразующих процессов прошел повторный нажим в том же широтном направлении, в результате которого возникли деформации не только в породах кембросилурийской толщи, и в породах интрузии, но и в рудных телах. Вероятно, с этими разломами связано образование многочисленных даек микродиоритов и микроальбитит-порфиров. Возраст этих жил определить не удается, поскольку в нашем районе более молодых образований не найдено. С некоторой степенью точности определяется лишь их нижняя граница. Можно сказать, что жилы моложе, нежели описанные выше интрузии, поскольку они секут породы контактового ореола интрузий, совершенно не подвергаясь контактовому метаморфизму.

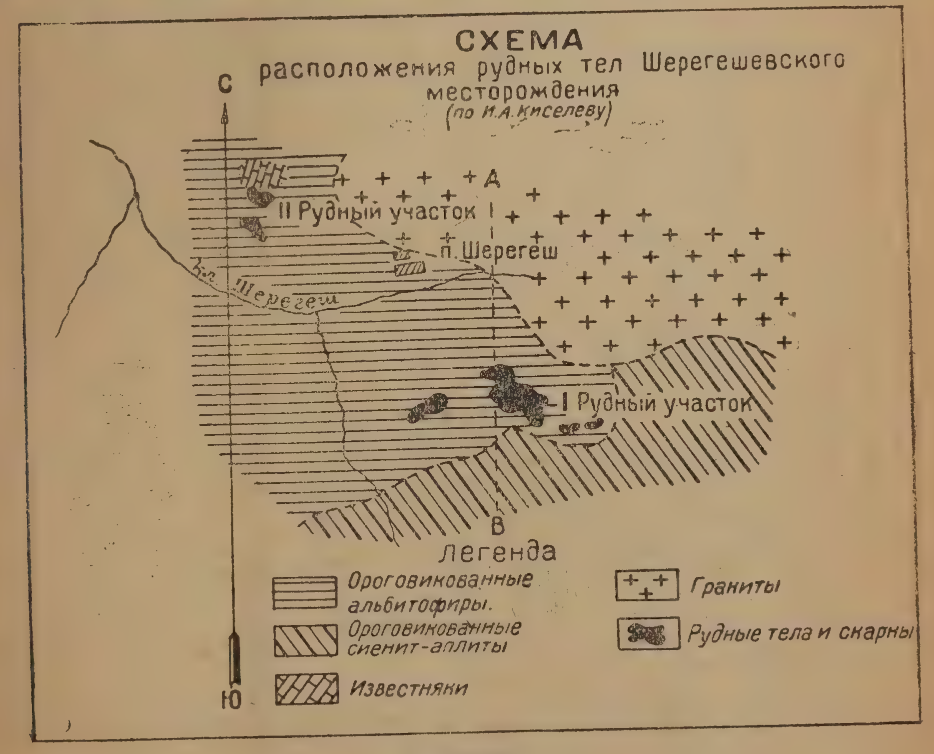
Новейшая геологическая история характеризуется тем, что в третичное или верхнемеловое время шло интенсивное выветривание благодаря жаркому климату, существовавшему в то время. Современный геологический период в пределах нашего района характеризуется довольно интенсивным размывом, который производит речная сеть, при очень слабом смыве вследствие противодействия, оказываемого густыми таежными зарослями.

III. ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Шерегешевское месторождение

а) Общая характеристика. Шерегешевское железорудное месторождение расположено на водоразделе между кл. Шерегеш и рч. Тоинзы, которые являются правыми притоками р. Большой. Географические координаты месторождения 52°46′ с.ш. и 57° 40′ восточной долготы от Пулкова. Вместе с тем начаты горно-экспертные работы. Результаты этих работ освещены в отчете И. А. Киселева, производившего разведку месторождения (19). В этом же отчете имеются и данные магнитометрической с'емки, произведенной геофизиком А. П. Петровым.

Месторождение находится вблизи контакта наиболее крупного штока гранитной интрузии и залегает, как показано на схеме геологического



Чертеж II.

строения, в пределах ее контактового ореола (черт. II). Вмещающими месторождение породами являются ороговикованные альбитофиры и их туфы, реже мрамора и ороговикованные сиенит-аплиты. Большая часть месторождения залегает в ороговикованных альбитофирах и их туфах. Известняки встречены лишь к северу от второго рудного участка (черт. IV) и в сква-

жине № 3. Сиенит-аплиты подходят к месторождению с востока и встречены разведочными выработками в восточном конце первого рудного участка.

И. А. Киселевым отмечены дайки „альбитового диабаза", отношение которых к скарнам и рудным телам не совсем ясно, поскольку дайки значительно изменены (19, 34). Наши наблюдения показали, что в действительности эти породы являются ороговикованными и скарнированными бостонитовыми сиенит-аплитами, что, впрочем, довольно очевидно из описания этих „даек", приводимого самим И. А. Киселевым.

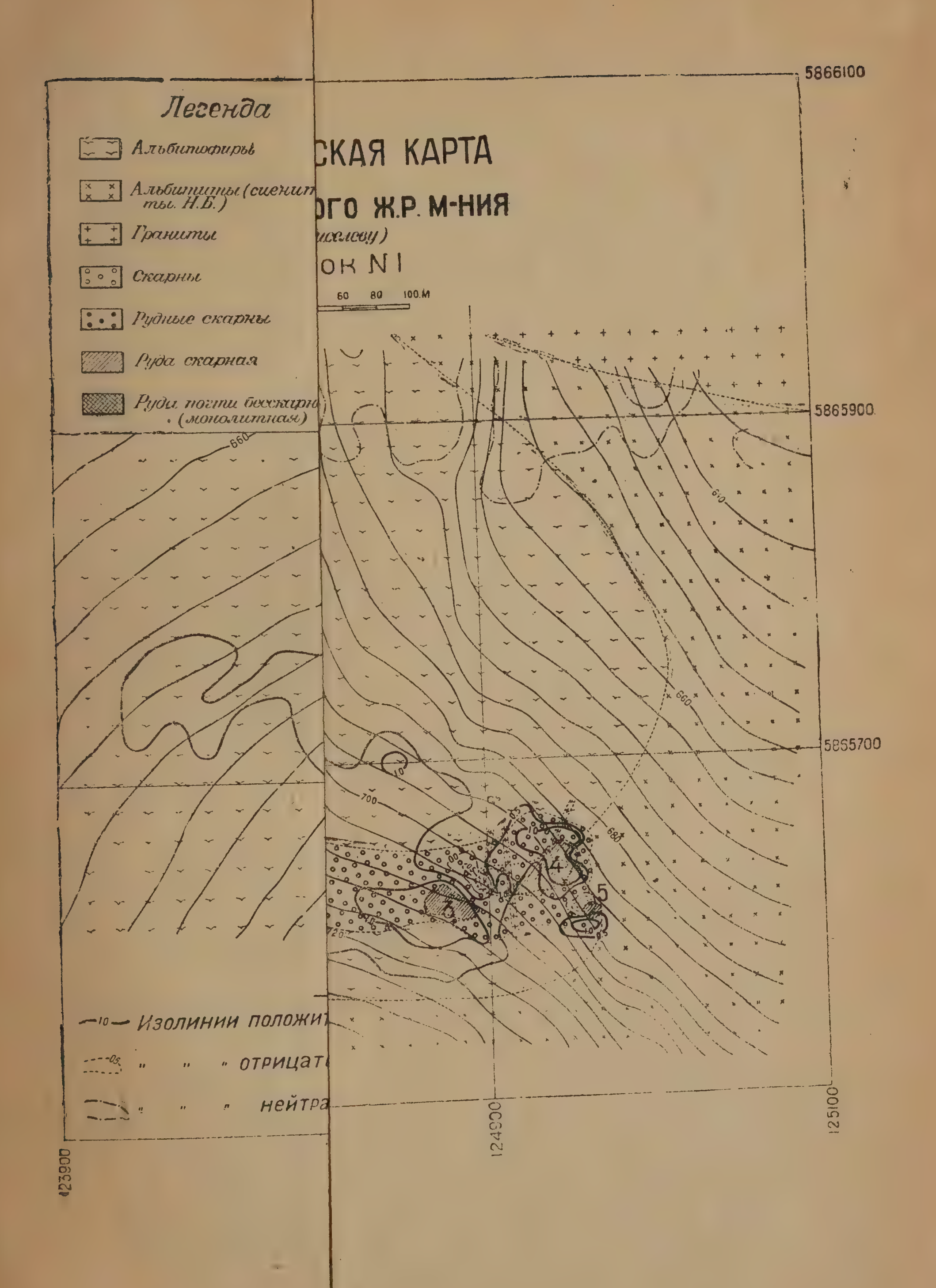
Чрезвычайно важным и интересным для Шерегеша является то обстоятельство, что скарны и руды Шерегешевского месторождения рассекаются рядом даек и мелких жил аплита и аплит-пегматита, встреченного в нескольких разведочных выработках и в скважине № 1 И. А. Киселевым, эти дайки описаны под именем крупнозернистого гранита, аналогичного гранитам г. Сарлык, но, как было показано мной при описании интрузий, они являются типичными аплито-пегматитовыми породами, генетически связанными с гранитной интрузией.

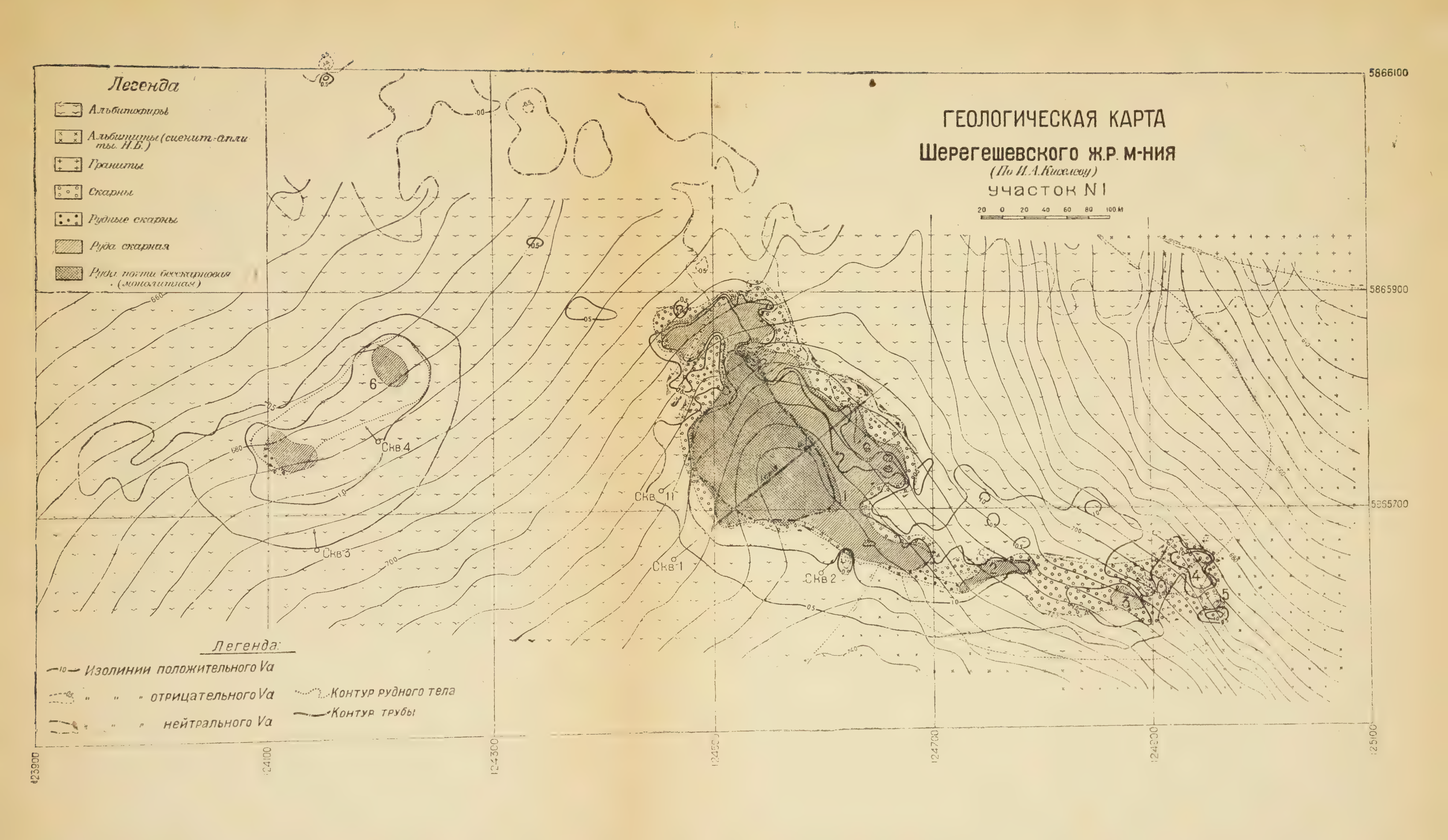
Шерегешевское месторождение разбивается на два рудных участка, расположенных одно от другого, примерно, на расстоянии 1 км. (черт. II). На первом участке выявлено шесть различных по величине тел (черт. III), а на втором участке выявлено три рудных тела.



Чертеж IV.

В плане форма рудных тел неправильно изометричная или слегка удлиненная в направлении, близком к широтному. Впечатление неправильности штоков получается сразу же при взгляде на контуры магнитометрических изолиний тел, выходящих на дневную поверхность (черт. III и IV). Контуры изолинии тела № 6 на первом разведочном участке являются более


Легенда
Альбитофиры
Альбититы (сиенит
ты. Н.Б.)
Граниты
Скарны
Рудные скарны
Руда скарная
Руды почти бесскарн
. (монолитная)
СКАЯ КАРТА
ОГО Ж.Р. М-НИЯ
ОК N1
60 80 100 М
Изолинии положит
" " " отрицат
" " " нейтра
5866100
5865900
5865700
123900
124900
125100
660
700
680
720
4
5


ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
Шерегешевского Ж.Р. М-НИЯ
(По И.А.Кисилеву)
участок N 1
Легенда
Альбитофиры
Альбититы (сиенит-аплиты Н.Б.)
Граниты
Скарны
Рудные скарны
Руда скарная
Руда почти бесскарновая (монолитная)
Легенда:
Изолинии положительного Va
отрицательного Va
нейтрального Va
Контур рудного тела
Контур трубы
Скв 1
Скв 2
Скв 3
Скв 4
Скв 11
5866100
5865900
5865700
123900
124100
124300
124700
124900
125100

правильными, вероятно вследствие появления суммарных напряжений поскольку это тело иогребено под значительным слоем наносов. Да и в случае выхода рудного тела на дневную поверхность появление суммарных напряжений исключить нельзя. Поэтому нужно думать, что форма тел является еще более замысловатой, нежели контуры магнитометрических изолиний. Разведочные контуры рудных тел даны весьма схематично вследствие недостаточной детальности работ. Но даже и при имеющемся количестве выработок можно увидеть, что формы являются более сложными, чем показано на разведочном плане, если присмотреться к зарисовкам канав. На самом деле, в каждой канаве среди рудного поля встречается большое количество крупных и мелких нерудных участков (черт. IV), указывающих на весьма сложный характер тел.

В разрезе форма рудных тел также невыдержана. Особенно эффектно это положение видно в глубоких шурфах, где наблюдается неоднократное чередование руд и скарнов. Это же положение подтверждается и скважинами (черт. V). Поэтому изображать отдельные тела Шерегеша в виде выдержанных линз (9) нет достаточных оснований.

Несмотря на неправильность, можно сказать—неуловимость, формы отдельных скоплений рудных минералов, общая рудоносная зона по данным разведки может быть оформлена и в плане и в разрезе.

Общие запасы месторождения опреподяются цифрой в 50 млн.тонн руды.

б) Скарнированные породы. При образовании Шерегешевского месторождения процессы скарнирования шли весьма интенсивно. При этом скарнированию подвергались и известняки, и альбитофиры, и сиенит-аплиты.

Скарнированные роговики альбитофиров пользуются наибольшим распространением и могут быть встречены в каждой скважине. Некоторые разности этих пород вместе с бостонитами описаны И. А. Киселевым под названием „альбитовых диабазов". Макроскопически скарнированные роговики имеют темнозеленую окраску, иногда с отчетливым буроватым оттенком. Среди этой мелкозернистой массы видны крупные пятна, разводы и жилки эпидота и граната, возле которых замечается заметное просветление породы (рис. 5).

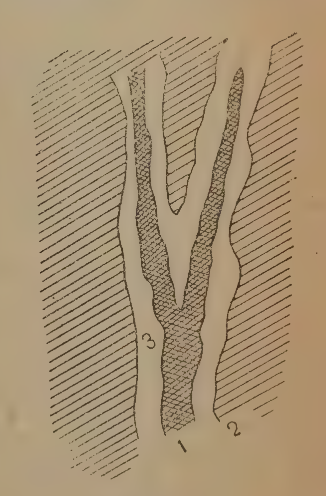


Рис. 5

Жилки граната (1) в ороговикованном альбитофире (2), 3. Светлая кайма. Шерегеш, скв. № 2. Норм. вел.

Сложение породы мелкозернистое или плотное. Иногда заметна грубая реликтовая рассланцевка породы. Первичный состав породы обычно типичен для альбитофиров. Видна тонкозернистая или неразличимая полевошпатовая основная масса, состоящая или из изометричных зерен с расплывчатыми границами или из флюидально расположенных лейст. Среди основной массы видны порфировые выделения альбит-олигоклаза № 15—18, обладающего крупнодвойниковым строением и неровными краями, и реже кварца. Иногда наблюдается различное строение породы в одном и том же шлифе, что указывает на туфогеновый или осадочный ее характер. Часто наблюдается раздробление и смятие порфировых зерен альбит-олигоклаза и облачное погасание в зернах кварца, что указывает на значительную сдавленность первоначальной породы.

Метаморфизм породы выражается в образовании тонкой сыпи биотита, иногда зеленоватого, и роговой обманки с различными оттенками зеленой окраски. Обильна также сыпь рудных минералов. Характерным является то обстоятельство, что новообразования этих минералов приурочиваются, глав-

ным образом, к основной массе, лишь изредка заходя внутрь порфировых выделений. Наоборот, процессы метасоматоза и в частности образование хлорита охотнее приурочивается к порфировым выделениям. Вообще процесс скарнирования роговиков начинается с образования неправильно удлиненных разводов и пятен светлозеленого эпидота и бурого граната. На некотором расстоянии от гранатовых участков и прожилков биотит мутнеет, а затем и совсем исчезает, превращаясь в роговую обманку и хлорит. Хлорит и роговая обманка возле самого граната исчезают и вместо них появляется замещающая роговую обманку тонкая сыпь эпидота и пироксена, обусловливающая видимое макроскопически просветление породы. Впрочем, иногда биотит и роговая обманка исчезают, не оставляя никаких следов. Описанные явления указывают на наличие перерыва между отложением биотита и роговой обманки, характеризующих процессы контактового метаморфизма, и отложением граната, пироксена, эпидота и других минералов, характеризующих процессы скарнирования. Эпидот иногда образуется еще в достаточно сохранившихся зернах биотита (рис. 6). Иногда гранат охотно замещает зерна полевых шпатов, образуя по ним псевдоморфозы (рис. 7). Возле обильных скоплений граната обычно видны мелкозернистые аггрегаты пироксена, эпидота, магнетита, хлорита и карбонатов, которые замещают гранат и секут его в виде жилок. Скопления эпидота особенно обильны возле сульфидных участков, спорадически появляющихся среди скарнированных разностей альбитофировых роговиков. Иногда вместе с гранатом появляется кварц, возле которого альбитофир получает гранатовую или альбитовую оторочку. Кроме описанных минералов в незначительном количестве встречаются зерна апатита, тонкой бесцветной слюдки, титанита и кальцита.

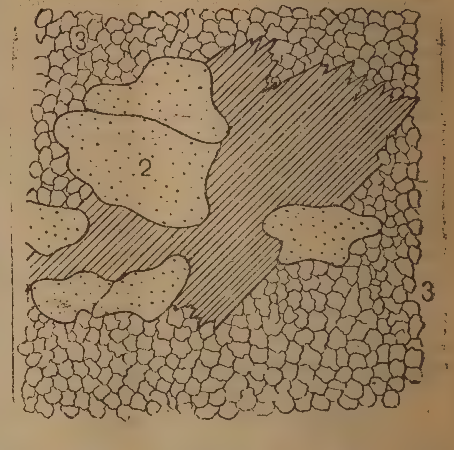


Рис. 6

Замещение биотита (1) эпидотом (2) в ороговикованном альбитофире (3). Шерегеш, скв. № 1, гл. 22 м. ув. 200.



Рис. 7

Псевдоморфоз граната (1) по полевому шпату (2) 3 — Мелкозернистый пироксен, замещающий гранат. Шерегеш, скв. № 2, глуб. 53,72 м., ув. 30.

С к а р н и р о в а н н ы е   с и е н и т - а п л и т ы наблюдаются в скв. № 1. Здесь, благодаря неоднократному чередованию сиенит-аплитов со скарнами и с рудой, удалось увидеть почти все переходы от сиенит-аплитов к скарнам. Макроскопически породы получают весьма разнообразный облик. Наряду со среднезернистыми розовыми или серыми сравнительно слабо измененными сиенит-аплитами встречаются мелкозернистые, иногда даже тонкозернистые разности, окрашенные в темно-зеленые и темно-серые или в присутствии значительного количества граната—буроватые тона. Иногда даже в одном штуфе порода имеет различную окраску, обусловленную наличием неправильных пятен, жилок и разводов граната, пироксена и эпидота, возле которых вообще темно-серая или зеленоватая, иногда темно-зеленая масса ороговикованного сиенит-аплита становится почти белой или розоватой. Поэтому часто получается пятнистая или полосчатая окраска. Остаточные зерна полевых шпатов придают породе псевдопорфировый облик.

Под микроскопом среди ороговикованной массы сиенит-аплита с порфиробластической, гранобластической или мортелькранц структурой, состоящей

из удлиненных или изометричных зерен пертитизированного полевого шпата с неровными краями и редких зерен кварца, видны многочисленные новообразования, которые, кроме обычных для роговиков—магнетита, биотита и роговой обманки, представлены гранатом, пироксеном, эпидотом, хлоритом и целым рядом других менее распространенных минералов.

Полевой шпат представлен анортоклазом и, судя по большому углу между оптическими осями, который достигает 70°—78°, ортоклазом. Величина зерен полевых шпатов колеблется в пределах 1,5—2 мм.

Биотит и роговая обманка, как это уже отмечено для роговиков, приурочены к мелкозернистым перекристаллизованным участкам, где они иногда дают сплошные аггрегаты. Скарновые минералы образуют неправильные участки и жилки среди сиенит-аплита. Так, в шлифе керна из скважины № 2 с глуб. 99. 20—99 м среди ороговикованной и забитой хлоритом и эпидотом массы сиенит-аплита видна жилка, состоящая из граната, пироксена, кварца, альбита и эпидота (рис. 8). Жилка имеет неровные края, указывающие по Бастину, Грейтону и др. на наличие процессов замещения при образовании жилки (4). В этом же шлифе жилка граната сечется жилкой розового карбоната. В точке пересечения наблюдается значительное скопление рудных минералов.



Рис. 8

Жилка, сложенная гранатом (1), пироксеном (2), эпидотом (3) и кварцем (4), в ороговикованном сиенит-аплите (5). Шерегеш, скв. № 2, гл. 99,70 м. Ув. 12.

Кроме жилок, среди альбититовой массы, гранат нередко образует скопления среди полевого шпата, дающие своеобразные узоры замещения. При этом иногда удается наблюдать, что по границе с полевым шпатом гранат имеет неправильные ограничения, а по границе с карбонатом резко идиоморфные (рис. 9). Гранат очень неохотно замещает роговую обманку, которая идиоморфна по отношению к нему. Все же в отдельных случаях удается находить мелко зернистые аггрегаты, которые в виде жилок секут зерна роговой обманки, что указывает на наличие деформационного несогласия между ними.



Рис. 9

Аггрегаты граната (1) и карбонатов (2) в сиенит-аплите (3). Гранат имеет неправильные ограничения по границе с полевым шпатом и резко идиоморфные по границе с карбонатами. Шерегеш, скв. № 1, гл. 259,60 м., ув. 30.

Пироксен, представленный в шлифе светло-зеленым диопсид-авгитом, дает мелкозернистые аггрегаты среди темно-зеленой роговой обманки и более крупные зерна среди полевого шпата. Судя по соотношениям границ зерен пироксен выделился позже биотита и позже полевого шпата. Сам пироксен замещается светло—зеленой роговой обманкой и хлоритом параллельно плоскостям спайности (рис. 10).

Роговая обманка в скарнированных сиенит-аплитах представлена двумя разновидностями. Кроме обычной для роговиков темно—зеленой роговой

обманки наблюдается светло-зеленая лучистая роговая обманка, выделившаяся после первой. Темно-зеленая в шлифе обыкновенная роговая обманка образует довольно крупные зерна, состоящие из отдельных, различно угасающих участков. Весьма характерным является то обстоятельство, что возле участков и жилок эпидота и граната роговая обманка становится более светлой. При этом просветление ее неравномерно даже ввутри одного зерна.

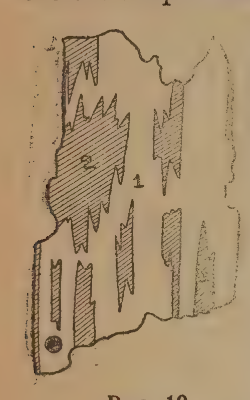
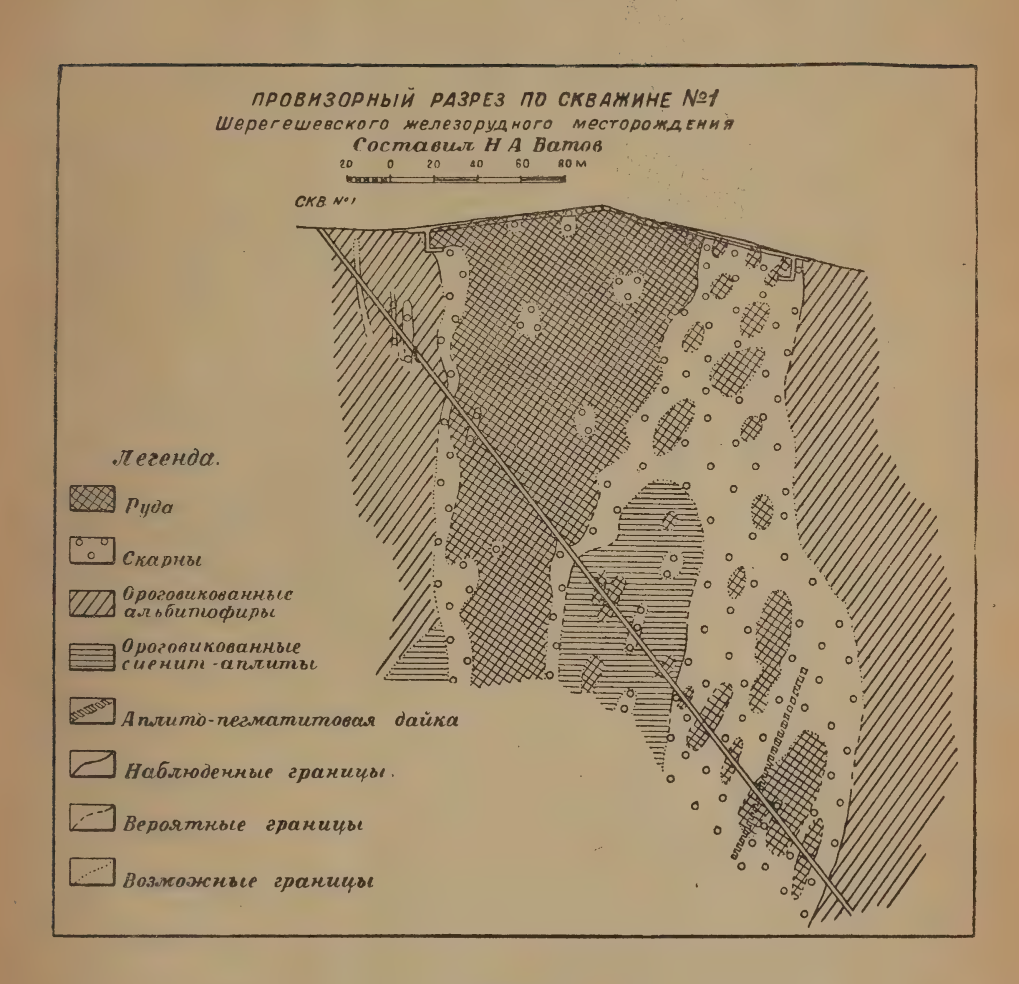


Рис. 10
Пироксен (1), замещенный светло-зеленой актинолитовой роговой обманкой(2), Шерегеш, скв. № 1, 193 м., ув. 60.

Эпидот встречается повсеместно. Он образует неправильные зерна, скопления и прожилки и среди полевошпатовой массы, и среди всех вышеописанных новообразовавшихся минералов. Особенно обильные скопления эпидота наблюдаются возле жилок, и скоплений кварца и сульфидов. Карбонаты обусловливают светлую или розоватую окраску породы, если они, конечно, присутствуют в достаточном для этого количества. Форма проявления карбонатов весьма разнообразна. Карбонаты, ассоциируя с хлоритом, образуют участки и жилки, секущие и замещающие почти все минералы. Хлорит дает тонкие жилки и участки иногда вместе с карбонатами, замещающими роговую обманку, биотит, пироксен и гранат. Кварц встречается в виде обособленных скоплений и жилок, сопровождающихся обильными образованиями пироксена. Кроме описанных минералов довольно часто встречаются апатит, титанит, хондрадит и другие.

Скарнированные мраморы встречены в скважине № 3 и в выработках поверхностной разведки на втором разведочном участке, где и наблюдаются процессы их скарнирования. Макроскопически мраморы имеют белую или серую с едва заметным зеленоватым оттенком окраску. Сложение мраморов различно. Наряду с зернистыми разностями, размер зерен которых достигает 2-3 мм, встречаются тонкозернистые и плотные разности, размер зерен которых уменьшается до 0.01 мм. Это уменьшение зерна особенно эффектно выражено возле скарнированных участков, что указывает на наличие повторной кристаллизации при скарнировании породы. Скарнирование известняков выражается в образовании жилок и неправильных участков граната, пироксена и роговой обманки. Возле гранатовых участков обычно наблюдается светло-зеленая кайма мощностью 5-10 мм. Вследствие параллельного расположения жилок скарновых минералов, иногда получаются полосчатые образования, причем полосы скарна рельефно выступают на выветрелых плоскостях породы. По многочисленным трещинкам и плоскостям скольжения, которыми разбита порода, видны обильные выделения хлорита. Сульфиды присутствуют в виде сыпи редких разрозненных мелких зерен. Они представлены халькопиритом, пирротином и сфалеритом. Последний, впрочем, охотно образует более или менее крупные скопления.

Под микроскопом чаще всего видна крупнозернистая карбонатовая масса, обладающая мостовой структурой. Реже обнаруживается неравномерно полосчатое сложение породы. В этом случае некоторые полосы сложены мрамором, другие же тонкозернистым роговиком. В участках, сложенных мрамором, видны крупные зерна зеленой роговой обманки, граната, магнетита, пироксена, эпидота и других скарновых минералов. Среди мелкозернистой массы удается различить тонкую сыпь эпидота, биотита, магнетита и светло-зеленой роговой обманки. Зерна последней являются обычно более крупными. Все сечется прожилками хлорита. Видны также прожилки карбонатов с оторочкой роговой обманки. Гранат в скарнированных известняках чаще всего образует неправильные участки, по границе с которыми видна мелкозернистая оторочка с размерами зерна от 0,03 до 0,06 мм, которая


ПРОВИЗОРНЫЙ РАЗРЕЗ ПО СКВАЖИНЕ №1
Шерегешевского железорудного месторождения
Составил Н А Ватов
20 0 20 40 60 80 М
СКВ №1
Легенда.
Руда
Скарны
Ороговикованные альбитофиры
Ороговикованные сиенит-аплиты
Аплито-пегматитовая дайка
Наблюденные границы.
Вероятные границы
Возможные границы

Черт. V

состоит из кальцита и пироксена. Гранат имеет в шлифе розовато-бурую окраску. Он охотно замещается пироксеном, который вместе с тем дает оторочку вокруг зерен граната и кальцита. Роговая обманка в скарнированных известняках образует более или менее крупные зерна размерами до 0,6 мм. Она имеет светло-зеленую окраску и близкое к прямому погасание, в противоположность густо окрашенной роговой обманке роговиков. В скв. № 3 в скарнированных известняках наблюдается значительное количество цинковой обманки, которая дает неправильные скопления и прожилки среди всех вышеописанных минералов и содержит в себе многочисленные включения других сульфидов, располагающихся по плоскостям спайности. Биотит встречается в виде тонкой сыпи и лишь в одном случае встречен в виде крупного зерна, в котором видны многочисленные мелкие включения магнетита, располагающегося по плоскостям спайности (рис. 11). Довольно часто встречается кварц в виде крупнозернистых скоплений, прожилок и отдельных зерен. В незначительном количестве встречаются апатит и магнетит.

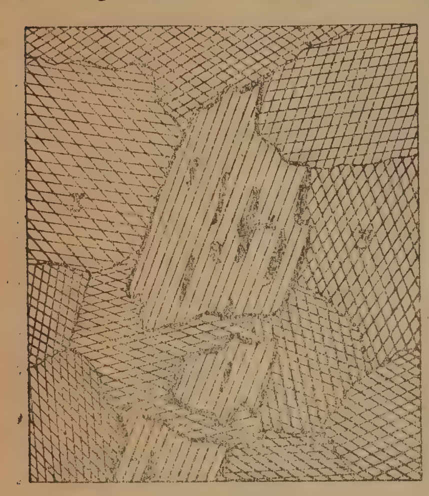


Рис. 11

Выделения магнетита (1) в биотите (2) среди мрамора (3). Шерегеш, скв. № 3, гл. 186,55 м., ув. 70.

Приведенная выше характеристика скарнированных пород позволяет все встречающиеся в них минералы разбить на три группы: 1) минералы, отражающие первичный состав породы; 2) минералы контактового метаморфизма; 3) скарновые минералы и 4) минералы, отложенные гидротермальными растворами. В первую группу входят полевые шпаты, слагающие сиенит-аплиты и альбитофиры, и карбонаты, слагающие известняки. Вторая группа представлена магнетитом, биотитом и густоокрашенной роговой обманкой, которые образуют тонкую сыпь в породах, пораженных контактовым метаморфизмом. В третью группу минералов можно включить гранат, магнетит, пироксен и роговую обманку. Эти минералы характеризуют собой процесс скарнирования, который поразил некоторые участки роговиков. Наличие жилок скарновых минералов среди роговиков и изменение минералов контакто ого метаморфизма возле скарновых участков и жилок указывают на то, что эти две минеральные ассоциации характеризуют собой два различных процесса минерализации, две стадии, отделенные друг от друга деформационным несогласием и перерывом во времени, в течении которого существенно изменились условия минералообразования. В четвертую группу минералов входят эпидот, кварц, сульфиды и карбонаты, которые выполнили пустоты и трещинки среди скарновых минералов.

в) Скарны. Скарны пользуются широким развитием в пределах Шерегешевского месторождения вне зависимости от характера вмещающих пород. По характеру своему скарны довольно разнообразны. Окраска скарнов изменяется от светлозеленой до темнозеленой, бурой и почти черной в зависимости от состава. Строение скарнов также разнообразно. На ряду с плотными разностями встречаются зернистые скарны, имеющие иногда пятнистое или полосчатое строение, отмеченное соответствующей полосчатой или пятнистой окраской, вследствие изменения состава в пределах одного штуфа. Часто наблюдается друзовая текстура, выражающаяся в том, что среди плотной розовато-коричневой массы граната видны пустоты, ограниченные идиоморфными зернами граната и выполненные в краевой части круп-

нозернистой роговой обманки, а центральной—карбонатами, к которым приурочены скопления магнетита и сульфидов. При этом магнетит приурочен к периферии пустот и располагается возле граната, в то время как сульфиды охотнее ассоциируют с роговой обманкой и карбонатами. Изредка в пустотках встречаются идиоморфные зерна граната розовато-бурой окраски. Скарны, как правило, разбиты большим количеством трещин отдельности, по которым охотно выделяются хлорит, кальцит и сульфиды, образующие правильные тонкие прожилки. На этих трещинах нередко удается видеть следы скольжения. Расположение этих трещин отдельности, жилок и плоскостей скольжения весьма разнообразно, и какой-либо закономерности их расположения выявить не удалось. Плоскости сланцеватости обыкновенно отсутствуют, и лишь изредка удается наблюдать грубую раздавленность породы.

Состав скарнов весьма разнообразен. На основании макроскопического просмотра можно выделить гранатовые скарны, гранато-пироксеновые, роговообманковые, эпидотовые и, наконец, в присутствии значительного количества магнетита можно выделить рудные скарны. При помощи микроскопа в скарнах установлены следующие минералы, расположенные в порядке от наиболее распространенных к менее распространенным: гранат, пироксен, магнетит, эпидот, роговая обманка, хлорит, цоизит, бесцветные слюдки, кварц, кальцит и сульфиды.

Гранат образует сплошные массы, макроскопически окрашенные то в бурые, то в грязнозеленые тона и содержащие неправильные участки, разводы и прожилки зелоноватосерого пироксена, темнозеленой роговой обманки, белого кальцита и железочерного магнетита. Нередко встречаются друзы идиоморфных кристаллов граната, выполненные по периферии карбонатами и роговой обманкой. Под микроскопом гранат образует то сплошные массы, то неправильные участки и мелкие идиоморфные зерна. Среди сплошных масс граната видны неправильные друзы, состоящие из идиоморфных зерен граната с роговой обманкой, карбонатами, эпидотом и магнетитом. В шлифе гранат окрашен в розоватые или зеленоватые тона, реже бесцветен. В последнем случае гранат аномален и имеет зонарное или двойниковое строение. Как правило, в гранате наблюдаются многочисленные неправильные скопления магнетита. Иногда гранат замещается аггрегатом магнетита и пироксена, среди которого видны крупнозернистые участки роговой обманки. Кроме того, гранат разлагается с образованием хлорита и эпидота. В процессе отложения состав граната значительно изменяется. Чрезвычайно интересно в этом отношении наблюдение в шлифе из скважины № 2 с глуб. 107 м. Поле граната, имеющего светло-зеленовато-серую окраску, окаймляется отдельными зернами магнетита, имеющего идиоморфные ограничения. Эта мелкозернистая каемка, раз'едая края граната, в то же время подчеркивает идиоморфизм его зерен. Ближе к пустотке снова виден розовый гранат в виде оторочки, нарастающей на зернах светло-серого граната, отороченного магнетитом (рис. 12). На розоватом гранате помещается довольно густо окрашенная синевато-зеленая роговая обманка, также слегка раз'едающая идиоморфные зерна граната. Вместе с роговой обманкой видны крупные зерна хлорита и магнетита. Центральная часть пустотки выполнена карбонатами, по отношению к которым гранат полнее сохранил свою идиоморфность, нежели по отношению к остальным минералам. Интересно также наблюдение в шлифе из скв. № 1 с гл. 187 м. где гранатовая масса, почти нацело замещенная зеленовато-синеватой роговой обманкой, сечется жилками светложелтого граната второй генерации.

Таким образом, наблюдения в шлифе показывают, что в скарнах гранат является первым, по времени выделения, минералом. Отложение магнетита и пироксена во времени частично налагалось на отложение граната,

но вообще магнетит и пироксен являются более поздними. Отложение же эпидота, хлорита и карбонатов, очевидно, относится к более поздней стадии, характеризующейся иными условиями минералообразования, поскольку образование этих гранатов сопровождается разрушением граната. Магнетит образует в гранатах неправильные участки и реже, более или менее отчетливые жилки с несимметричными краями среди гранатовой массы. Эти скопления обычно окружены сыпью эпидота, цоизита и хлорита. В шлифе магнетит образует неправильные скопления среди граната совместно с мелкозернистыми аггрегатами пироксена, также дает мелкие включения в биотите и роговой обманке, располагающиеся параллельно спайности, как это было показано на рис. 11.

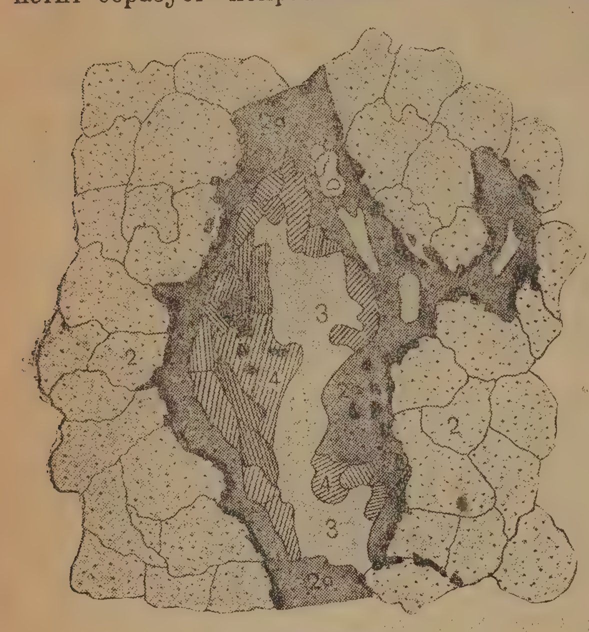


Рис. 12

Зональное расположение магнетитовых зерен (1) в гранате (2 и 2а) возле карбонатового участка (3), окаймленного роговой обманкой (4). Шерегеш, скв. № 2, гл. 107 м. Ув. 21.

Роговая обманка представлена светлозеленой актинолитовой разностью. Она встречается в виде более или менее крупных зерен, выполняющих вместе с кальцитом пустотки, ограниченные идиоморфными зернами граната. Реже роговая обманка образует полосы среди гранатово-пироксеновых масс. В некоторых случаях встречаются скарны, состоящие почти нацело из роговой обманки. В таком случае скарн становится темнозеленым. В шлифе роговая обманка имеет светлозеленую или синеватую окраску. Крупность зерна различна. Наряду с крупнозернистыми образованиями встречаются тонкозернистые разности. Структура роговообманковых аггрегатов кристаллобластическая с отчетливо выраженным иногда идиоморфизмом зерен роговой обманки, имеющих удлиненные призматические формы. Изредка встречаются игольчатые кристаллики роговой обманки. Иногда среди роговообманковых аггрегатов видны крупные зерна, которые секутся мелкозернистыми аггрегатами роговой обманки, что указывает на наличие двух генераций роговой обманки. В других случаях вместе с включениями рудных минералов в зернах роговой обманки видны неправильные зерна эпидота. Плеохроизм выражен слабо. Интерференционная окраска обычно не превышает желтого цвета I порядка.

Среди роговообманковых скарнов видны неправильные жилки с новообразовавшимися в них зеленой шпинелью, бесцветной слюдкой с низкой интерференционной окраской, сульфидами, эпидотом и хлоритом. Кое-где видны неправильные реликты граната. Весь шлиф роговообманкового скарна сечется жилками эпидота. Кое-где видны участки хлорита, приурачивающиеся к скоплениям рудных минералов.

Пироксен встречается в виде неправильных участков и разводов в гранате, имеющих светлосерую окраску и придающих скарнам пятнистый облик. Иногда эти участки образуют весьма сложную мозаику. Реже пироксен слагает сплошные массы. Под микроскопом пироксен встречается в

виде мелкозернистых аггрегатов среди граната, которые охотно приурочиваются к магнетиту или образуют самостоятельные скопления. В нескольких случаях удается наблюдать замещение темнозеленой, характерной для роговиков, роговой обманки аггрегатом более или менее индивидуализированных зерен пироксена. В шлифе пироксен представлен обычно бесцветным или слабо окрашенным в зеленоватые тона. Окрашенные разности обладают едва заметным плеохроизмом. Интерференционная окраска в шлифах нормальной толщины колеблется от серой до синей II порядка.

Изменение пироксена выражается, главным образом, в замещении его хлоритом, эпидотом и цоизитом, которые раз'едают его, образуя неправильные реликты (рис, 13).

Эпидот макроскопически встречается в виде желтоватозеленых участков и жилок, охотно приурочивающихся к скоплениям сульфидов. В некоторых случаях удается наблюдать, что прожилки эпидота секут и скарновые минералы. В шлифе эпидот то дает обособленные прожилки и неправильные скопления, состоящие из хорошо ограниченных зерен, то образует тонкую сыпь, замещающую гранат, пироксен и роговую обманку. В последнем случае гранат часто остается лишь в виде мелких реликтовых участков. Характерна наблюдающаяся в большинстве шлифов приуроченность эпидота к скоплениям сульфидов. При этом по границе с сульфидами эпидот обладает более интенсивной окраской и плеохроизмом и дает высокие цвета интерференции. По мере удаления от сульфидов эпидот понижает интерференционную окраску. Такая пестрота окраски заставляет думать, что в таком случае мы имеем дело с клиноцоизитом. Кроме того, эпидот охотно дает прожилки и включения в роговой обманке. В некоторых шлифах удается наблюдать, что бесформенные аггрегаты эпидота секутся прожилками эпидота же.

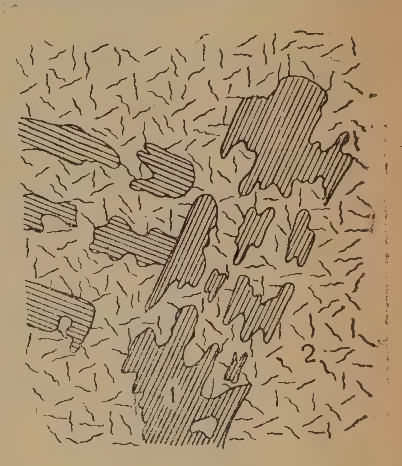


Рис. 13

Реликты пироксена (1) в эпидоте (2). Шерегеш, шурф № 65, ув. 60.

Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом и цинковой обманкой. Сульфиды выделились позже минералов группы эпидота, так как кое-где удается наблюдать, что они выполняют пустоты, ограниченные идиоморфными зернами первых.

Апатит встречается в шлифе в виде довольно крупных зерен, обладающих довольно высоким рельефом и низкой интерференционной окраской.

Кальцит выполняет неправильные пустотки, ограниченные идиоморфными зернами граната и дает прожилки среди всех скарновых минералов.

Хлорит в шлифе дает неправильной формы зерна среди граната и пироксена, являясь в большинстве случаев продуктами их разложения.

Шпинель встречена в нескольких шлифах в виде мелких неясно ограниченных зерен, как правило, приуроченных к сульфидам и к бесцветной слюдке. Окраска шпинели ярко-зеленая.

Титанит встречается в виде разнообразных по величине зерен с неясными ограничениями.

Бесцветная слюдка встречена в нескольких шлифах в виде неправильно ограниченных зерен, ассоциирующих со шпинелью и сульфидами. Характерны хорошая спайность, иногда очень слабая зеленоватая окраска, едва заметный в последнем случае плеохроизм, прямое угасание и низкая интер-

ференционная окраска, не превышающая серых тонов. Угол оптических осей не превышает 10-15. Охотно переходит в хлорит.

г) Руды Шерегеша весьма разнообразны и по минералогическому составу, и по количественным соотношениям отдельных частей. Содержание железа в отдельных разновидностях варьирует в широких пределах. На ряду с рудами, состоящими почти из чистого магнетита, содержащими до 69% металлического железа, имеются руды с большим количеством его, которые образуют таким образом постепенные переходы к рудным скарнам. При этом среднее взвешенное содержание железа колеблется по отдельным телам от 36 76% до 55.22%.

В образцах руды из скв. № 1 с глубины 151 и 333.50 м химанализами, произведенными лабораторией Г.Р.Т., установлены следы золота. В химанализах приводимых проф. П. П. Лебедевым (27, 185), отмечается наличие 0.11% V_2O_5 и 0.04% TiO_2.

Макроскопически руда имеет плотное или мелкозернистое строение и железочерную окраску с отчетливым зеленоватым оттенком. Почти никогда руда не состоит из одного магнетита. Как правило, в большем или меньшем количестве присутствуют нерудные минералы и сульфиды, которые образуют неправильные участки и прожилки. В убогих рудах и оруденелых скарнах, наоборот, среди нерудных участков видны скопления магнетита. Нерудные участки сложены или гранатом и пироксеном или карбонатами. В первом случае эти участки имеют неясные расплывчатые ограничения, тогда как карбонатовые участки ограничены всегда идиоморфными зернами магнетита или граната. Размеры нерудных участков колеблются в пределах от 2-4 до 5-6 мм и более. Такие же размеры имеют и сульфидные участки. Обычно руда разбита многочисленными, разнообразно ориентированными трещинами отдельности и реже плоскостями скольжения.

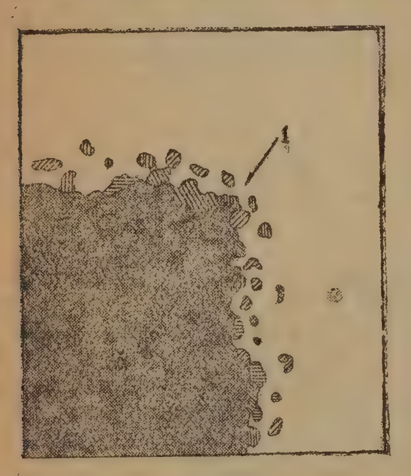


Рис. 14

Оторочка пироксена (1) вокруг зерен магнетита (2) по границе с кварцем (3). Шерегеш, скв. № 3, гл. 100 м. ув. 40.

В зоне окисления руды приобретают буроватый оттенок вследствие образования лимонита за счет сульфидов, широко распространенных в руде. Мартитизация руд более или менее эффектно выражена лишь на теле № 2 первого разведочного участка.

Под микроскопом оказывается, что сплошная масса магнетита также изобилует нерудными участками, размеры которых изменяются от 0.05 мм до нескольких миллиметров.

Рудные минералы представлены магнетитом, гематитом, пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, борнитом, гематитом, ковеллином, халькозином, пиролюзитом и лимонитом.

Магнетит образует в шлифе то сплошные массы, то отдельные скопления аллотриоморфной структуры аналогично рудам Тельбесских месторождений (51, 4). Размеры зерен магнетита различны. На ряду с тонкозернистыми разностями, в которых поперечник зерна колеблется от 0,01 до 0,17 мм, встречаются крупнозернистые с размером поперечника зерен до 4-5 мм. Зерна магнетита имеют склонность к идиоморфным ограничениям, но весьма сильно разбухтованы, очевидно, под влиянием более поздних минералов, вследствие чего получили неправильные ограничения. Как правило, в магнетитовой массе содержится большое количество неправильных участков и прожилков, сложенных нерудными минералами и сульфидами. Нерудные мине-

ралы представлены гранатом, пироксеном, кальцитом и многими другими. Гранат встречается в виде идиоморфных зерен, которые окаймляются аггрегатом магнетита. Пироксен наряду с неправильными участками и прожилками в магнетитовой массе образует своеобразные зоны в кристаллах магнетита (табл. I фот. 2). Магнетит корродируется зернами пироксена, который охотно образует оторочку вокруг его зерен (рис. 14) по границе с кварцем. Наконец, интересен резкий идиоморфизм зерен пироксена по отношению к магнетиту, производящий впечатление „сидеронитовой" структуры (т. I ф. 3), которая в данном случае, конечно, вовсе не доказывает отложения из расплава, а указывает на одновременное отложение магнетита и пироксена. При этом некоторая часть магнетита отлагалась, очевидно, позже пироксена. Таким образом, разбор структурных соотношений магнетита с другими минералами показывает. что в порядке выделения магнетит занимает место между гранатом и пироксеном.

Магнетит структурно травится дымящей HCl в течении 7-15 секунд, обнаруживая структуру аггрегатов, а иногда и зонарное строение отдельных зерен.

Анализ магнетита, произведенный химической лабораторией З. С. Отд. ГРТ., дал следующие результаты:

Место взятия	SiO_2	FeO	Fe_2O_3	Al_2O_3	Cr_2O_3	TiO_2	V_2O_5	MnO	CaO	MgO
Скв. № 3, гл. 92 м.	4.38	29 33	62.74	2.15	0.20	нет	нет	0.21	1.06	0.18

Кроме обычных форм проявления магнетит встречен в карбонатовой жилке, секущей руду, где он в виде идиоморфных зерен окаймляет хлоритовую часть жилки (рис. 15) и представляет собой, очевидно, магнетит второй генерации.

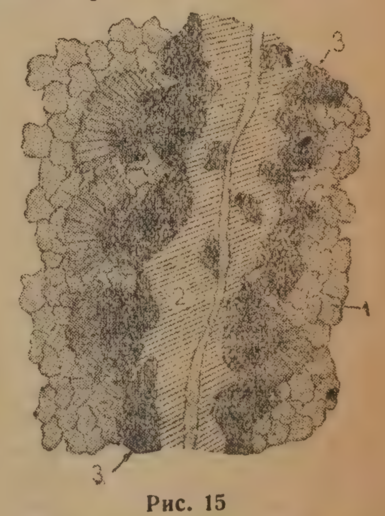


Рис. 15

Карбонатовая жилка (1), секущая скарны, сечется хлоритовой прожилкой (2), отороченной идиоморфными зернами магнетита (3). Шерег., скв. № 1, гл. 233 м. ув. 75.

Пирит встречается повсеместно в рудах Шерегеша. Чаще всего он образует крупные неправильные участки и идиоморфные зерна с диаметром до нескольких миллиметров, которые приурочены обычно к нерудным минералам и лишь иногда заходят в магнетит. Впрочем, и среди магнетита пирит встречается довольно часто, но здесь он, как правило, дает более или менее отчетливые прожилки. В гранате пирит дает неправильные участки с реликтовыми зернами граната, который при этом обычно разрушается с образованием эпидота и карбонатов. В магнетите пирит образует прожилки вместе с кварцем и эпидотом. Следовательно, пирит выделяется позже граната и магнетита. Кроме того, поскольку возле пирита ранее выделявшиеся минералы претерпевают обычно интенсивное изменение с образованием новых минералов: кварца, эпидота, карбонатов и хлорита, то нужно думать, что ко времени выделения пирита и ассоциирующих с ним нерудных минералов физико-химическая обстановка значительно изменилась и образование этих минералов представляет собой иную, отличную от первой, стадию минералообразования.

Пирротин встречается в рудах вместе с другими сульфидами среди нерудных минералов в виде неправильных участков размерами до нескольких

миллиметров. В поляризованном свете он распадается на аггрегат зерен с размерами поперечника от 0,08 до 0,2 мм. Пирротин замещает магнетит, образуя заливы и бухточки в нем и содержит реликтовые зерна магнетита. Примерно таково же его соотношение и с пиритом.

Халькопирит также, как и пирротин, образует в шлифах неправильные зерна и скопления среди нерудных минералов, но, кроме того, охотно дает мелкие эмульсионные включения в цинковой обманке. Встречен в виде отчетливых жилок в магнетите. Отчетливо замещает пирротин, раскрашивая зерна последнего. В роговообманковых участках халькопирит выполняет промежутки между зернами, образуя своеобразную структуру замещения с проникновением халькопирита по спайности внутрь зерен роговой обманки. В поляризованном свете халькопирит обнаруживает двойниковое строение.

Борнит встречен в шлифе из оруденелого скарна из скв. № 1 гл. 121, 70 м в виде неправильных зерен среди халькопирита.

Сфалерит встречается в большинстве случаев в незначительном количестве. Лишь в глубоких горизонтах, вскрытых скважинами № 1 и № 3, скопления цинковой обманки встречаются чаще и размер их заметно увеличивается. Под микроскопом сфалерит переполнен включениями халькопирита, располагающимися по плоскостям спайности и образующими подчас типичные эмульсионные структуры распада. Скопления цинковой обманки охотно приурачиваются к границам идиоморфных зерен пирита (рис. 16), очевидно вследствие более позднего образования, нежели последний. Цинковая обманка выделилась много позже граната, поскольку она проникает в него по образовавшимся в нем трещинам. Тем не менее бросается в глаза выпуклость границ граната по отношению к цинковой обманке, что противоречит положениям Бастина, Грейтона и др. (4); очевидно, данный принцип, выдвигаемый указанными авторами, не может быть использован для заключения о возрастных соотношениях минералов. Цинковая обманка дает жилки в магнетите и содержит в себе зерна пирротина. При травлении в цинковой обманке легко обнаруживается двойниковое строение.

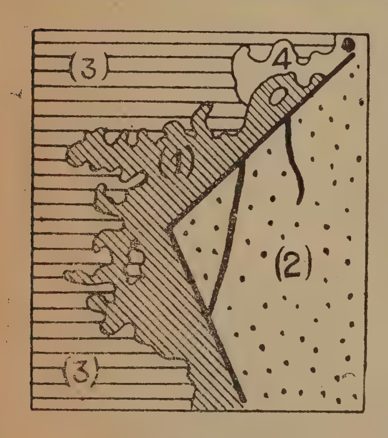


Рис. 16

Цинковая обманка (1), располагающаяся вдоль границ пирита (2). 3. Пирротин. 4. Халькопирит. Шерегеш, скв. № 1, гл. 137 м, ув. 54. (Отр. свет.).

Марказит встречается в виде неправильных скоплений среди пирротина. Он имеет светло-желтую окраску и высокую твердость.

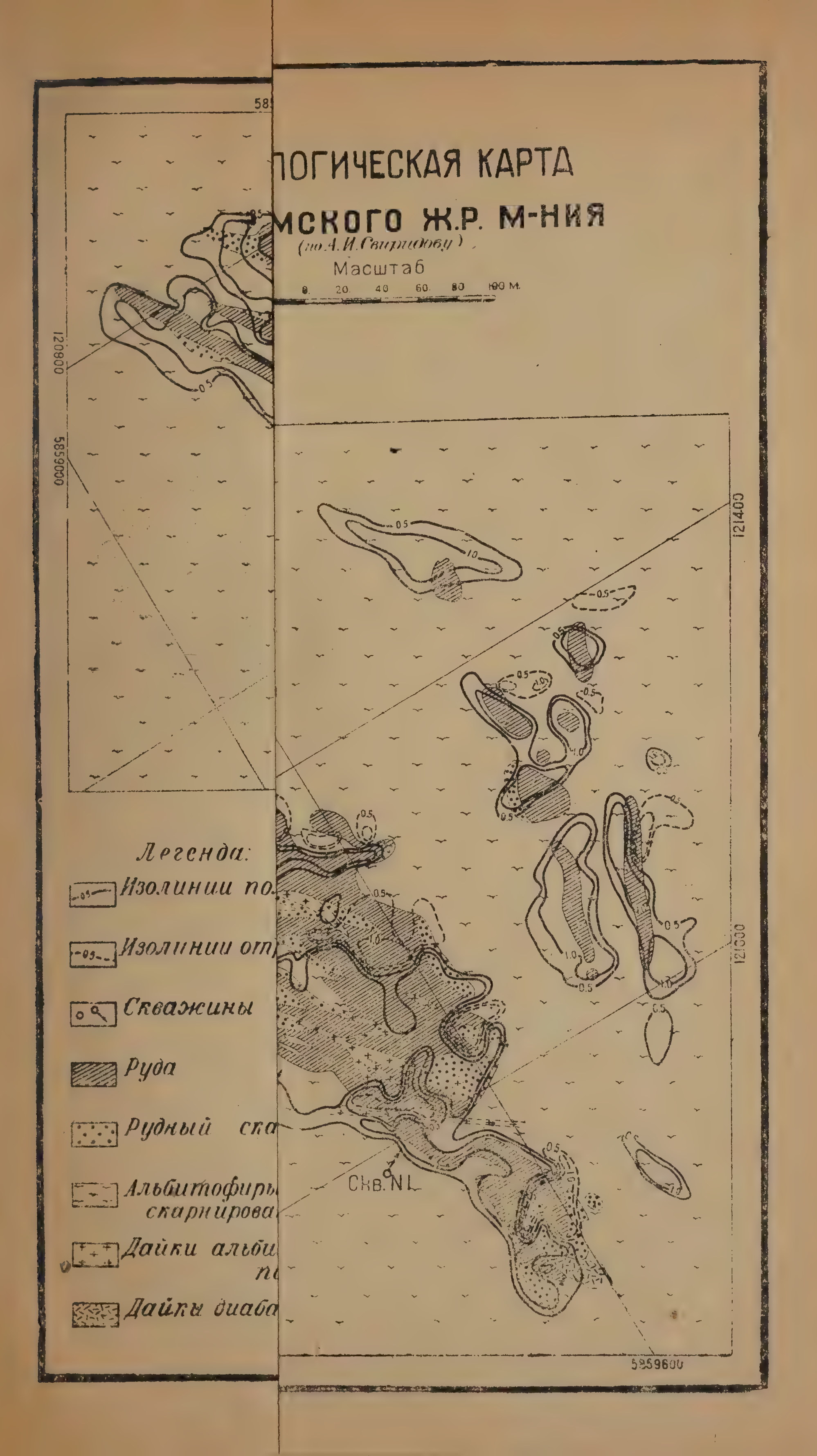
Гематит встречается в шлифах Шерегешевских руд преимущественно в зоне окисления. При этом гематит представлен, главным образом, супергенным гематитом образующим мартитовую сетку в магнетите, состоящую из тонких иголочек, располагающихся параллельно кристаллографическим направлениям. Более интенсивно эта сетка развивается вдоль трещин и по периферии зерен магнетита.

Ковеллин встречен в одном шлифе в виде неправильных участков и прожилок в халькопирите.

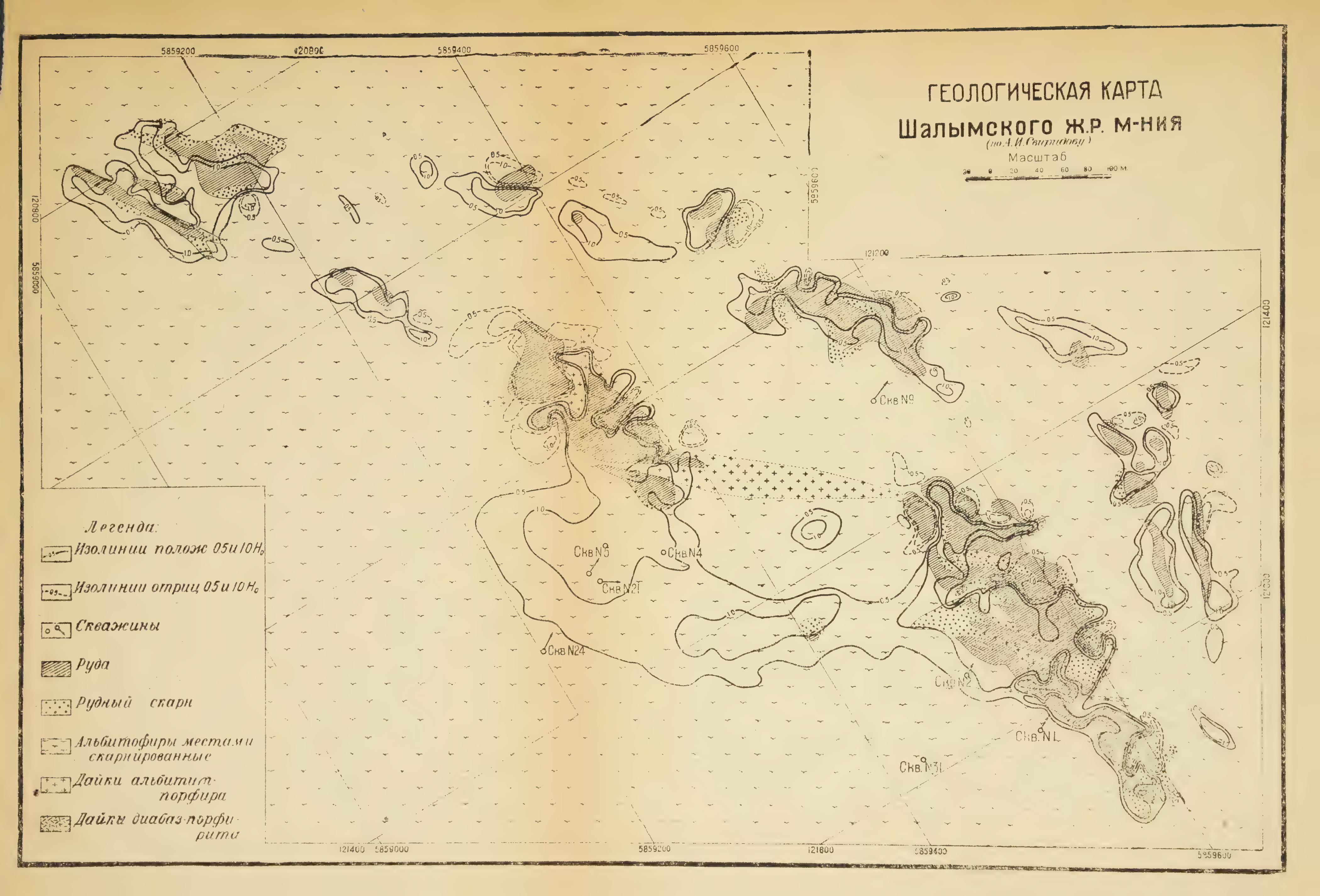
Халькозин встречен в мартитизированных рудах на глубине 74-100 м где он образует оторочки вокруг скоплений халькопирита.

Марганцевые окислы, представленные пиролюзитом, встречены в лимоните в виде мелких включений и жилок среди халькопирита и сфалерита.

Лимонит встречается в зоне окисления руд, богатых сульфидами. Он образует сплошные скопления бурой окраски и пористого сложения. Под микроскопом лимонит образует сплошные массы, цементирующие раскра-



ЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
МСКОГО Ж.Р. М-НИЯ
(по А.И.Свиридову)
Масштаб
0 20 40 60 80 100 М.
120800
5859000
121400
121600
5859600
Скв. N1
Легенда:
Изолинии по
Изолинии от
Скважины
Руда
Рудный ска
Альбитофиры
скарнирова
Дайки альби
Дайки диаба



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
Шалымского Ж.Р. М-НИЯ
(по А. И. Свиридову)
Масштаб
20 0 20 40 60 80 100 М.
Легенда:
Изолинии полож. 05 и 10 H_0
Изолинии отриц. 05 и 10 H_0
Скважины
Руда
Рудный скарн
Альбитофиры местами скарнированные
Дайки альбитит-порфира
Дайки диабаз-порфирита
Скв N5
Скв N4
Скв N21
Скв N24
Скв N9
Скв N2
Скв. N1
Скв. N31
5859200
5859400
5859600
5859000
120800
121200
121400
121600

шенные зерна магнетита, которые сильно корродированы и имеют неправильно бухтообразные края. Кое-где в лимоните видна сетка, по углу напоминающая спайность в цинковой обманке.

Нерудные минералы представлены гранатом, пироксеном, роговой обманкой, эпидотом, кварцем, карбонатами, хлоритом, шпинелью и биотитом. Гранат образует неправильные участки и зерна среди магнетита и пироксена, представляя очевидно, реликты от замещения. Пироксен макроскопически имеет светлозеленую окраску, под микроскопом же бесцветен или весьма слабо окрашен в зеленоватые тона; в последнем случае наблюдается едва заметный плеохроизм. Интерференционная окраска I—II порядка. Угол угасания достигает 33°. Он образует сплошные массы неправильных участков и отдельные зерна, идиоморфные по отношению к магнетиту, что весьма напоминает так называемую сидеронитовую структуру (таб. I ф. 3). Кое-где неправильные участки, состоящие из нескольких зерен, переходят в отчетливые прожилки (таб. I ф. 4), указывающие на более позднее выделение пироксена по сравнению с магнетитом. Эти прожилки проникают внутрь магнетитовых аггрегатов вдоль границ зерен последних, образуя своеобразную сеть с шестиугольными ячейками магнетита. С сульфидами пироксен образует особую графическую структуру замещения указывающую более позднее выделение первых, поскольку они располагаются в пироксене по плоскостям спайности. Наблюдаются переходы пироксена в роговую обманку.

Роговая обманка проявляется так же, как и в скарнах. Она характеризуется светлой окраской, изменяющейся от зеленоватых до синеватых тонов. Интерференционная окраска обычно не превышает желтого цвета первого порядка. Угол погасания 15-18°, реже 21°. Чрезвычайно интересным является приуроченность ее к сульфидам и образование структуры (рис. 17), которая характеризуется тем, что идиоморфные зерна роговой обманки цементируются халькопиритом. Хлорит образует прожилки, секущие магнетит и неправильные участки, замещающие темноцветные компоненты. Шпинель встречена в нескольких шлифах в виде мелких неправильных зерен, ассоциирующих обычно с минералами групп эпидота и в виде мелких включений в магнетитовой массе.

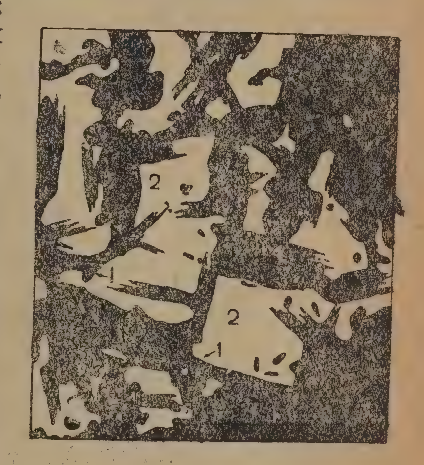


Рис. 17

Идиоморфные зерна роговой обманки (1) среди халькопирита (2). Шерегеш, скв. № 2, гл. 60 м, ув. 70. Отраж. свет.

Карбонаты встречаются в виде неправильных участков и зерен. Они секут зерна всех рудных минералов, в том числе и зерна цинковой обманки. Иногда эффектно корродируют зерна магнетита и пироксена.

Кварц встречается в руде в виде аггрегатов и отдельных зерен. Характерна пироксеновая оторочка по границе между зернами магнетита и кварца, которая наблюдается в шлифе из скв. № 3 с гл. 94 м.

Бурая слюдка встречена в одном шлифе из керна скв. № 2 с гл. 60 м, где она образует мелкозернистые аггрегаты, замещающие роговую обманку, или дает обособленные радиально-лучистые скопления довольно крупных зерен.

д) П о р я д о к в ы д е л е н и я м и н е р а л о в в с к а р н а х и р у д а х. На основании вышеприведенного рассмотрения роговиков, скарнов и руд можно сделать следующие выводы о порядке выделения минералов в скарнах и рудах Шерегешевского месторождения. Если опустить процессы дислокационного метаморфизма, которые протекали до образования место-

рождений, то весь процесс рудообразования распадается на две эпохи минерализации, из которых одна обусловлена интрузией гранитной магмы, а другая супергеновыми процессами.

Эпоха минерализации, обусловленная действием магматических процессов, в свою очередь может быть разделена на три стадии. Первой стадией минерализации является ороговикование, которому подверглись все породы пассивной толщи, к каковой в этом плане рассмотрения мы должны отнести и породы сиенитовой интрузии. Вторая стадия минерализации выразилась в образовании скарнов и руд в отдельных участках среди поля ороговикованных пород. Эта стадия выражается в образовании высокотемпературных минералов—граната, магнетита, пироксена и роговой обманки. Третья стадия выразилась в образовании, главным образом, низко-температурных гидротермальных минералов—кварца, эпидота, сульфидов, хлорита и серицита. Она привела к образованию многочисленных жилок, сложенных этими минералами и секущих руду. Вторая эпоха выразилась в изменении руд поверхностными водами.

Итак, первая стадия гипогенной минерализации характеризуется преобладанием процессов перекристаллизации над процессами метасоматическими. Она привела к образованию роговиков, описанных выше в порядке рассмотрения контактового метаморфизма боковых пород гранитной интрузией. К этому моменту приурочено образование тонкой сыпи магнетита, биотита, роговой обманки и турмалина. Образование граната, пироксена, эпидота, кварца и карбонатов, которые в большем или меньшем количестве присутствуют в роговиках, очевидно, относится к более поздней стадии. К концу первой стадии минерализации в пунктах, очевидно наиболее доступных для эманаций (в районе образования будущего м-ния), заметно усиливается выделение роговой обманки, представленной той же густо окрашенной разновидностью, но образующейся в виде крупных зерен и подчас сплошных масс. С этого момента начинается наиболее обильное выделение эманаций, действие которых обусловило вторую стадию минерализации.

Наличие качественного отличия второй стадии минерализации от первой и тектонического перерыва между ними со всей определенностью вытекает из того положения, что минералы второй стадии образуют многочисленные жилки, секущие роговики, как это было отмечено выше. Весьма важным является также то обстоятельство, что роговики возле жилок и участков, сложенных скарновыми минералами, значительно изменяют свой минералогический состав. Это указывает на существенное различие в условиях образования минералов этих двух стадий минерализации. Кроме того, поскольку минералы второй стадии часто располагаются вдоль трещин, образовавшихся в роговиках к моменту отложения этих минералов, то нужно думать, что эти стадии разделены деформационным несогласием.

Вторая стадия минерализации характеризуется широким развитием метасоматических процессов, выразившихся в образовании скарнов и руд Шерегешевского месторождения. Первым по времени выделения является гранат, образующий значительные скопления и прожилки в роговиках. Через некоторое время, но еще одновременно с гранатом начинает выделятся магнетит, который перекрывается выделением пироксена и роговой обманки. Этим заканчивается первая стадия скарнирования и рудообразования.

К моменту отложения следующей третьей стадии минерализации снова наблюдаются тектонические подвижки, давшие ряд трещин и вызвавшие ин'екцию пегматитовой магмы, которая образует ряд даек в скарнах и рудах. Поскольку пегматиты сами подвергаются эпидотизации, нужно думать, что отложение всех минералов третьей стадии происходило—именно—после ин'екции пегматитов.

Третья стадия минерализации характеризуется наличием процесса выполнения пустот и трещин над процессами метасоматизма. Она характеризуется отложением в порядке последовательности эпидота, пирита, кварца, пирротина, карбонатов, хлорита, халькопирита и цинковой обманки, которые выполняют участки, ограниченные идиоморфными зернами граната и магнетита и образуют прожилки, секущие скарны и руду. При этом минералы второй стадии претерпевают интенсивное изменение, выражающееся в замещении их тонкой сыпью минералов второй стадии. Кроме перечисленных минералов, являющихся характерными для этой стадии, в жилках и участках, сложенных ими, встречены гранат, магнетит и шпинель, которые обусловлены временным повышением температуры вследствие ин'екции пегматитовых даек, а также м. б. явились результатом перемещения.

Вторая эпоха минерализации выразилась в каолинизации пород и в образовании ковеллина, мартита и бурых железняков.

Схема №1 последовательности выделения минералов Шерегешевского месторождения.

Название минералов.	I эпоха: 1 стадия — контактовый метаморфизм		I эпоха: 2 стадия — скарнирование.		I эпоха: 3 стадия — сульфидная		II эпоха: Экзогеновые процессы.
Магнетит	—	Деформационное несогласие		Деформационное несогласие ин'екцией пегматитовых даек.		Длительный перерыв.	
Биотит	—						
Роговая обманка обыкновенная	—						
Гранат			—		—		
Магнетит			—		—		
Пироксен			—				
Актинолитовая роговая обманка			—				
Эпидот			? —		—		
Шпинель					? —		
Кварц					—		
Пирит					—		
Пирротин					—		
Халькопирит					—		
Сфалерит					—		
Карбонаты			? —		—		
Хлорит			? —		—		
Ковеллин							—
Мартитовый гематит.							— ?
Лимонит							? —

Все эти процессы минерализации сведены в прилагаемой схеме № 1, где отмечено время выделения наиболее распространенных минералов.

2. Шалымское месторождение.

а) Общая характеристика. Шалымское железорудное месторождение находится, примерно, в 10 км к югу от Шерегешевского месторождения и в 65 км от рудника Темир-Тау. Результаты разведочных работ за 1931-1932 г. г. освещены в отчете А. И. Свиридова (21). Как показано на общей гелогической схеме (черт. 1), месторождение расположено на значительном расстоянии от гранитовой интрузии. Скарнирование, здесь также, как и на Шерегеше, пользуется широким развитием, хотя характер скарнов значительно отличается от скарнов Шерегешевского м-ния значительным количеством хлорита. Кое-где руды и скарны месторождения секутся дайками диабазофиритов.

Шалымское месторождение состоит из целого ряда различных по величине, но вообще довольно мелких тел, которые расположены по двум линиям северо-восточного направления. В общем насчитывают более 25 тел (черт. VI). Форма отдельных штоков в плане весьма неправильна, как это показано на разведочном плане, который, впрочем, недостаточно четко отображает действительную форму рудных тел, поскольку на нем остатки от замещения сиенит-аплитов изображены в виде даек, и не отмечены многочисленные, иногда достаточно крупные нерудные участки внутри рудных тел, наблюдающиеся в разрезах канав, и придающие рудным телам в действительности весьма причудливые формы. На глубину рудные тела также не являются выдержанными, что прекрасно видно иногда даже в отдельных мелких выработках. Так, в глубоком шурфе № 3 отчетливо видна неправильная в разрезе форма мелкого рудного штока, рассеченного шурфом (черт. VII). В скважинах также наблюдается неоднократная перемежаемость руды с нерудными участками.

Общие запасы руды по категориям $A + B + C_1 + C_2$ оцениваются в 22545000 тонн.

б) Скарнированные породы. Процессы метасоматоза в пределах Шалымского месторождения пользуются широким развитием. Они изменили все породы осадочно-эффузивной толщи, представленные здесь сланцами, туфами и альбитофирами, и породы сиенитовой интрузии, которые встречены в пределах месторождения в целом ряде пунктов. В результате метасоматического изменения получились довольно разнообразные скарны и руды.

Оруденелые сланцы встречены в скважине № 31 на горизонте 106.20-107.34 м. Окраска породы темнозеленая. Строение породы тонкозернистое с отчетливой сланцеватой текстурой. Порода разбита многочисленными мелкими карбонатовыми прожилками. Под микроскопом в проходящем свете видна тонкозернистая масса с размерами зерна 0.05-6.1 мм в диаметре, сложенная, главным образом, карбонатами и хлоритом. Среди этой тонкозернистой карбонатово-хлоритовой массы видны мелкозернистые полевошпатовые участки с редкими зернами более крупных полевых шпатов, диаметр которых достигает 0.5 мм, и по всему шлифу разбросаны многочисленные зерна и скопления зерен магнетита. Встречаются редкие зерна апатита. Вся порода разбита мелкими кварцево-карбонатовыми прожилками, среди которых видны иголочки гематита. В отраженном свете среди нерудной массы видны зерна магнетита, обладающие вообще идиоморфными, но кое где корродированными очертаниями. Размеры зерен его колеблются от 0.02 до 0.05 мм.

Скарнированные альбитофиры пользуются широким распространением в пределах Шалымского месторождения. Скарновая оторочка, изображенная на разведочном плане, состоит, главным образом, из скарнированных альбитофиров. В скважинах альбитофиры также преобладают над другими породами. Окраска породы изменяется в зависимости от сте-

пени и характера изменения пород. На ряду со светлыми серовато-зелеными разностями встречаются темнозеленые, иногда полосчатые или пятнистые разности, получающиеся благодаря неравномерному распределению привнесенного материала.



Чертеж ΙΛ[I]

Строение породы в большинстве случаев плотное или, реже, тонкозернистое. Иногда наблюдается порфировая структура. Обычно порода разбита многочисленными, различно ориентированными, жилками хлорита и эпидота. Иногда наблюдается тонкая сыпь сульфидов. Под микроскопом видна фельзитовая основная масса, состоящая, главным образом, из полевого шпата, и порфировые выделения сильно альбитизированного полевого шпата или плагиоклаза. Альбитизация имеет обычные формы пертита и шахтбреттальбита. Размеры порфировых выделений достигают 2-5 мм в диаметре. Изредка встречается кварц. Размер зерен основной массы обычно не превышает 0.1 мм в диаметре. Скарнирование выражается в образовании пироксена, который встречается в виде более или менее крупных зерен или их скоплений и жилок. Пироксен охотно замещается хлоритом, образующим по нему псевдоморфозы. Характерен довольно отчетливый идиоморфизм пироксена по отношению к магнетиту. Возле магнетито-пироксеновых участков и жилок наблюдается перекристаллизация полевошпатовой массы, увеличивающей крупность зерна до 1-2 мм. В этом случае полевой шпат содержит большое количество тончайших неопределимых даже при больших увеличениях включений нерудных минералов. Кроме образования пироксена, изменение породы выражается в привносе тонкой сыпи рудного вещества, представленного магнетитом, карбонатов, хлорита и эпидота. Реже встречаются разрозненные

зерна роговой обманки, титанита и апатита. Наконец, иногда в породе наблюдаются кварцево-эпидотовые жилки, в которых кварц располагается в центральной части, а эпидот в краевой.

Скарнированные сиенит-аплиты встречены в нескольких пунктах разведанного участка На разведочном плане (черт. VI) они изображены в виде „даек альбитит-порфира", секущих руду и скарны. Окраска породы в большинстве случаев серовато-зеленая, в наиболее сильно измененных разностях—темнозеленая. Часто наблюдается пятнистое строение, выражающееся в том, что среди мелкозернистой розовато-фиолетовой или серовато-зеленой основной массы с размерами зерна 1-2 мм наблюдаются крупные до 5-6 мм в диаметре зеленовато-серые, иногда почти белые пятна, представляющие собой порфировые выделения полевого шпата, замещенные серицитом. Иногда даже макроскопически наблюдаются неправильные участки и прожилки магнетита и эпидота. Породы часто трещиноваты, причем по трещинкам охотно выделяется хлорит. В керне из скв. № 1 с глубины 107 м видно зеркало скольжения.

Под микроскопом видна или равномернозернистая полевошпатовая масса, с аллотриоморфной или роговиковой структурой и с размерами зерна 1,5-3 мм, или порфировая структура с крупными порфировыми выделениями полевого шпата, представленного сильно серицитизированным плагиоклазом, имеющим часто полисинтетически—двойниковое строение, и окруженным оторочкой альбита. Основная масса состоит из щелочного полевого шпата, представленного анортоклазом. Размер зерен 1.0-0.2 мм. Зерна полевых шпатов часто имеют неправильно изометричные ограничения, придающие породе роговиковый облик. Изредка встречается бостонитовая структура основной массы. Скарнирование породы выражается в привносе магнетита, пироксена, роговой обманки, апатита и титанита, к которым обычно приурочены участки хлорита, эпидота и карбонатов.

Магнетит иногда занимает до 50% площади шлифа. Он дает неправильные скопления и участки размерами до нескольких миллиметров, состоящие из отдельных зерен, диаметр которых не превышает обычно 0.20-0.30 мм. Скопления магнетита секутся прожилками хлорита, который охотно также располагается вокруг зерен магнетита. Пироксен встречается вместе с магнетитом в виде мелкозернистых аггрегатов, замещающих полевошпатовую массу. Соприкасаясь с магнетитом, пироксен дает выпуклые в сторону последнего грани, что указывает на более позднее выделение пироксена.

Роговая обманка встречается в виде неправильных участков среди полевошпатовой массы. Она представлена двумя разновидностями, из которых одна, окрашенная в зеленые тона, выделилась раньше, вторая же разновидность, окрашенная в светлозеленые тона, вместе с хлоритом и эпидотом замещает первую разновидность. Нередко среди полевошпатовой массы наблюдается обильное образование бесцветной слюдки. Реже встречаются зерна титанита и бурого хондродита. Иногда все эти образования развиваются настолько интенсивно, что полевошпатовые участки остаются лишь в виде реликтов неправильной формы.

в) Скарны, как показано на разведочном плане, встречаются по всему месторождению; при этом нужно сказать, что на плане выделены только оруденелые скарны, скарны же, не содержащие магнетита, не отмечены. Скарны Шалымского месторождения аналогичны скарнам Шерегеша. По составу можно выделить гранатовые скарны, которые, впрочем, в пределах Шалымского месторождения пользуются сравнительно слабым распространением, гранато-магнетитовые, пироксено-гранатовые, кальцито-хлоритовые и кварцево-эпидотовые. Наибольшим распространением пользуются кальцито-хлоритово-эпидотовые образования с тем или другим количеством граната,

и пироксена. Под микроскопом в скарнах наблюдаются гранат, амезит, хлорит, пренит, карбонаты, кварц, титанит и апатит.

Гранат встречается в шлифе в виде сплошных аггрегатов, имеющих панидиоморфнозернистые структуры с размером зерен от 0.2 до 2-3 мм в диаметре. Наиболее крупные зерна образуются в краевых частях аггрегатов граната и возле участков, сложенных карбонатами, амезитом и даже магнетитом. Возле этих участков гранат идиоморфен и дает впечатление друз. Впрочем, по отношению к магнетиту гранат значительно уменьшает степень своего идиоморфизма. Окраска граната в шлифе то желтовато-зеленоватая, то розоватая, реже бесцветная. В последнем случае гранат аномален, являясь анизотропным и обладая интерференционной окраской серых тонов I порядка.

Магнетит образует неправильные участки и прожилки в гранате и по времени выделения, очевидно, является более поздним минералом, нежели гранат (рис. 18).

Пироксен пользуется в скарнах Шалымского месторождения слабым развитием. Он встречается в виде отдельных зерен среди скарнированных полевошпатовых пород или в виде тонкозернистых аггрегатов, совместно с магнетитом, замещающих гранат. В шлифе почти бесцветен. Чуть заметна светло-зеленая окраска и еле уловимый плеохроизм.



Рис. 18

Жилка магнетита (1) в гранатовом скарне (2). Шалым. Ув. 17. Отраж. свет.

Часто встречается своеобразный хлоритовый минерал, который в виде довольно крупных зерен вместе с карбонатом, выполняют пустотки в гранате, ограниченные идиоморфными зернами последнего. Он имеет незначительный рельеф, равный хлориту, едва заметную желтовато-зеленоватую окраску и плеохроизм. Хорошо выражена спайность. Угасание прямое, интерференционная окраска не превышает желтого первого порядка. 2 v колеблются от 0—15°. Оптический характер положительный. Удлинение отрицательное. Охотно переходит в обычный хлорит. Условно этот минерал назван мной амезитом.

Хондродит встречен в шлифах всего в виде нескольких лоскутообразных зерен. Он обладает высоким рельефом и бурой окраской с отчетливым плеохроизмом, благодаря чему и был А. И. Свиридовым, очевидно, принят за биотит.

Пренит образует удлиненные зерна и радиально-лучистые скопления в пустотах среди граната, где он ассоциирует с карбонатами, амезитом, хлоритом и кварцем. Окраска и плеохроизм в тонких шлифах отсутствуют. Рельеф высокий. Интерференционная окраска от желтого I пор. до красного II порядка.

Кальцит и хлорит выполняют друзовые пустотки среди граната, и секут гранато-пироксено-эпидотовую массу в виде жилок. Эти два минерала являются наиболее распространенными среди скарнов Шалыма, хотя сами по себе они не являются скарновыми минералами. Широкое развитие хлорита в скарнах Шалымского м-ния весьма характерно. За недостатком материала я не смог во всех деталях разобрать условия его появления и лишь предположительно можно высказать следующие положения.

1) Хлорит частично был образован процессами дислокационного метаморфизма.

2) В условиях Шалымского м-ния хлорит в большом количестве развился в момент контактового метаморфизма, так как по мере удаления от интрузии в роговиках появляется земная-хлоритового типа слюдка, как это было показано в общегеологическом очерке.

з) Хлорит частично получился за счет изменения биотита и роговой обманки в роговиках и за счет изменения скарновых минералов.

Наконец, хлорит иногда встречается, как самостоятельный минерал, отложенный гидротермальными растворами.

Эпидот появляется примерно так же, как и в скарнах Шерегешевского месторождения.

Кварц, титанит и апатит встречаются в незначительных количествах.

г) Руды Шалымского месторождения как по составу, так и по характеру разнообразны. Окраска руд в зависимости от содержания магнетита и скарновых минералов изменяется от желточерной до темнозеленой. На поверхности в зоне окисления руды имеют бурую окраску и пористое строение, обусловленное значительным количеством лимонита, получающегося за счет разрушения пирита. Сложение руд разнообразно: на ряду с плотными разностями встречаются довольно крупнозернистые руды с размерами зерна до 2-3 мм. Часто наблюдается неравномернозернистое строение руды. Текстуры руд также разнообразны. Наряду с массивными рудами встречаются пятнистые и полосчатые руды, получающиеся при соответствующем распределении рудных и нерудных минералов. Пятна в руде обусловлены наличием карбонатов. Полосчатое строение руды выражается в том, что рудные полосы переслаиваются с темнозелеными и светлозелеными нерудными полосами. Размер пятен и полос, обусловленных скоплениями нерудных минералов, колеблются от 1 до 15—20 мм. Как правило, руды разбиты трещинками, по которым охотно выделяются хлорит, карбонаты и сульфиды.

Содержание железа в рудах различно. Богатые руды, состоящие почти из одного магнетита, встречаются крайне редко. В этих рудах, особенно в зоне окисления, содержание железа достигает 66%. Обычно же в руде присутствует значительное количество скарновых минералов, разубоживающих руду. По количеству нерудных минералов можно наблюдать все переходы от богатых руд к слабо оруденелым скарнам, в которых содержание металлического железа понижается до 14—15%.

При изучении руд под микроскопом обнаружены следующие рудные минералы: магнетит, гематит, лимонит, пирит, халькопирит, цинковая обманка, галенит и молибденит.

Нерудные минералы представлены: гранатом, пироксеном, роговой обманкой, хлоритом, эпидотом, карбонатами и кварцем и в исключительных случаях полевым шпатом.

Магнетит образует сплошные массы, отдельные скопления и тонкую сыпь отдельных кристаллов среди нерудных минералов. Размеры магнетитовых скоплений обычно колеблются в пределах 10—15 мм, размеры же отдельных кристаллов—от 0.12 до 0.5 мм. Внутри магнетитовых скоплений видны включения нерудных минералов размерами от 0.05 до нескольких миллиметров.

По отношению к гранату магнетит обычно не бывает идиоморфным, хотя и сечет границы его зерен. Иногда удается наблюдать, что магнетит выполняет промежутки между зернами граната (таб. I ф. 5). Чаще же магнетит дает обильные включения в гранате, образуя сложную мозаику. Иногда магнетит образует цемент, в котором включены зерна пироксена, что заставляет думать, что первым выделился пироксен. Магнетитовые аггрегаты секутся прожилками пирита и карбонатов, с которыми связан халькопирит. Характерно, что возле жилок и участков, сложенных нерудными минералами и сульфидами, размер зерна магнетита заметно увеличивается, достигая 0,25 мм в поперечнике (таб. I, ф. 6). В окисленных рудах при большом увеличении видна несколько более светлая окраска магнетита по периферии зерна. При травлении эти оторочки резко выделяются (таблица II, ф. 1), так как центральная часть зерна травится интенсивнее.

Дымящая HCl в течение 5 секунд структурно травит, оставляя не затравившиеся каемки по периферии зерен. Кроме обычного магнетита встречен шестоватый магнетит. Последний образует неправильно-жилообразные участки среди неравномерно-зернистой руды, в которых отдельные удлиненные столбики магнетита расположены перпендикулярно к простиранию жилки и охотно дают радиально-лучистые образования. Мощность этих прожилок 10—15 мм при протяжении 20—30 мм.

Под микроскопом в отраженном свете в шлифе, приготовленном из зернистого участка, видна магнетитовая масса с неправильными нерудными участками. В другом шлифе видим шестоватые образования, нарастающие на обычной зернистой магнетитовой массе (табл. II. ф. 2). При большом увеличении в магнетите видны мелкие округленные зерна пирита и тонкие иголочки мартитового гематита. Микроскопически эта шестоватая разновидность магнетита отличается от обычного тем, что дымящей HCl травится весьма медленно. Лишь по прошествии 40—50 секунд начинает появляться структура, в то время как обычные магнетиты наших месторождений заметно травятся в течении 3—5 секунд. Сравнивая с рудами Ангаро-Илимского р-на, исследованными Ф. Н. Шаховым (52), можно думать, что данная разновидность магнетита близка магнезиоферриту. Поскольку шестоватый магнетит образует скопления на обычном кристаллическом магнетите, можно думать что он выделился позже его. Наличие мелких зерен пирита указывает, что эта разновидность магнетита отложена гидротермальными растворами, в которых магнетит находился в коллоидном состоянии.

Наконец, нужно отметить синеватый магнетит, который встречен в шлифе из керна скв. № 1 с глубины 178 м. Керн представлен мелкозернистой магнетитовой рудой темнозеленой окраски со значительным количеством сульфидов и нерудных минералов. Характерен синеватый оттенок в окраске руды. При ударе молотком получается обильный вишнево-красный порошок. В шлифе синеватый магнетит проявляется в виде обычной для мартитового гематита решетки в магнетите, состоящей из тонких иголок, ориентированных по кристаллографическим направлениям последнего. Эта решетка сильнее развита по периферии зерен магнетита и вдоль секущих его трещин. Разрастаясь, решетка образует неправильные участки в магнетите и оторочки вокруг зерен. Доказательством гипогенового характера этой разновидности служит наличие совершенно свежего пирита в тесном соседстве с синеватым магнетитом (табл. II. фиг. 3), что едва-ли возможно в поверхностных мартитах. Весьма характерным является тот факт, что возле участков пирита количество синеватого магнетита становится более обильным в то время, как на некотором расстоянии от них он исчезает. Это положение заставляет думать, что образование этой разновидности связано с привносом сульфидов. Аналогичный по свойствам минерал в руководстве Шнейдергена и Рамдора описан под именем махметита (53,385), а W. O. Hickok—под видом особой разновидности магнетита (16,220). Мне кажется, что правильнее всего описанный минерал считать частично восстановленным магнетитом, поскольку он развивался возле пирита, отлагающегося в восстановительной среде.

Гематит встречен в зоне окисления в виде тонкой мартитовой решетки в магнетите, которая состоит из мельчайших иголочек гематита, ориентированных по кристаллографическим направлениям магнетита. Наиболее интенсивно эта решетка развивается по периферии магнетитовых зерен и вдоль трещин, секущих магнетит.

Пирит весьма обилен в рудах Шалымского месторождения. Он дает обильные неправильные включения в магнетитовой массе размерами до нескольких миллиметров и выполняет в ней тонкие прожилки и трещинки. Лишь в отдельных случаях скопления пирита достигают размеров несколь-

ких сантиметров. Среди нерудных минералов пирит встречается обычно в виде идиоморфных кристаллов. В шлифах крупные идиоморфные зерна пирита разбиты прожилками нерудных минералов—очевидно карбонатов, среди которых видны мелкие зерна халькопирита и цинковой обманки. Выделился он позже главной массы магнетита.

Сфалерит встречен в карбонатовых жилках, секущих руду. Он образует довольно крупные зерна с тонкими включениями халькопирита или крупные обломки, сцементированные карбонатами. Кроме того, сфалерит часто встречается в виде мелких зерен среди магнетитовых аггрегатов и в виде неправильных участков среди карбонатов. Диагностические реакции на сфалерит характерны тем, что обычными для него реактивами почти не травится. При структурном травлении, хотя и с трудом, удается выявить структуру сфалерита с характерным для него двойниковым строением зерен.

Галенит встречен вместе с цинковой обманкой среди карбонатовой жилки, где он дает довольно крупные зерна. Галенит выделился позже цинковой обманки, поскольку он цементирует зерна последней.

Блеклые руды встречены в карбонатовой жилке в виде оторочек вокруг обломков цинковой обманки и борнита и в виде жилок в них.

Халькопирит встречается чаще всего в карбонатовых жилках и участках. Охотно ассоциирует с сульфидами свинца и цинка. В первом случае халькопирит дает неправильные скопления, состоящие, как видно в поляризованном свете, из довольно крупных зерен.

Ковеллин образует оторочки и жилки в халькопирите, борните и блеклых рудах. Характерны несимметричные края жилок, указывающие на наличие процессов замещения. Характерна также сильная анизотропия и интенсивный внутренний рефлекс.

Борнит встречен в карбонатовой жилке вместе с цинковой обманкой, галенитом и блеклыми рудами и халькопиритом. Он образует довольно крупные участки, содержащие веретенообразные включения халькопирита, которые образуют прямоугольную решетку распада. (Таб. II, ф. 4). Борнит сечется жилками блеклых руд и окружается оторочкой халькопирита.

Лимонит встречается в пустотках и в жилках в рудах зоны окисления и в виде самостоятельных скоплений.

Под микроскопом в отраженном свете лимонит редко дает сплошные скопления. Чаще всего он пропитывает нерудную массу в виде жилок неправильной формы и дает оторочки вокруг дыр и пустот. При интенсивном развитии жилок иногда получаются брекчиевидные образования, где нерудная масса остается лишь в виде отдельных обломков, заключенных в лимоните. Размер этих зерен 0. 05 - 0. 1 мм. в поперечнике. Лимонит, дающий оторочки вокруг пустот, имеет отчетливо выраженную коллоформную текстуру. Кое-где видны более светлой окраски лимониты, обладающие бурым внутренним рефлексом. Среди лимонита встречаются иногда остаточные зерна пирита и обломки мартитизированного магнетита.

Молибденит встречен в керне скважины № 1 с глубины 178 м в руде со значительным количеством сульфидов и с синеватым магнетитом. Молибденит образует неправильные участки и жилки среди нерудных минералов и пирита.

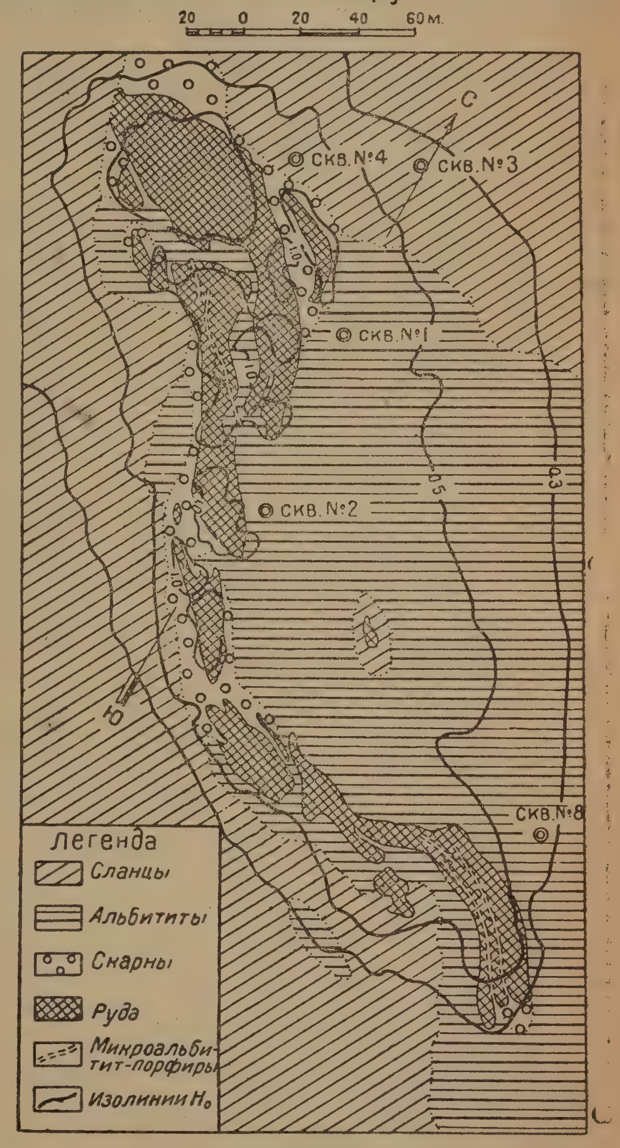
Гранат и пироксены руд проявляются также, как в скарнах.

Карбонаты образуют неправильные участки в руде размерами 10-15 мм, придающие ей пятнистую окраску, и в виде жилок, содержащих галенит и сфалерит. Кроме того, карбонаты наблюдаются в виде столбчатых аггрегатов вокруг зерен пирита.

Роговая обманка, представленная актинолитом, сечет руду в виде прожилок. Окраска роговой обманки в шлифе зеленая и обладает резким плеохроизмом. Роговая обманка сечется прожилками кварца и карбонатов.

Кварц встречается вместе с карбонатами и хлоритом в виде правильных жилок, состоящих из неправильных облачно погасающих зерен. Прожилки кварца секут и магнетит и пирит. Хлорит и амезит проявляются также как и в скарне. Хондродит выполняет друзовые пустотки в магнетите.

д) Последовательность выделения минералов. Процессы скарнирования и оруденения в пределах Шалымского месторождения в общем аналогичны таковым Шерегешевского месторождения, но здесь с достаточной очевидностью не удалось наблюдать наложения процессов скарнирования на процессы контактового метаморфизма. Основным отличием является более широкое распространение низкотемпературных минералов — хлорита, карбонатов и пренита. Первым по времени выделялся гранат, поскольку он сечется жилками магнетита, а подчас и замещается им. Наконец, это же положение подтверждается тем, что аггрегаты магнетита выполняют промежутки между идиоморфными зернами граната (таб. I ф. 5). Затем шло выделение магнетита и связанного с ним пироксена, который, впрочем, в пределах Шалымского месторождения пользуется гораздо меньшим распространением чем на Шерегеше. Эти минералы относятся нами к одной стадии образования. Следующая стадия, характеризующаяся выделением эпидота, хондродита, актинолита и сульфидов и связанных с ними гидротермальных алюмосиликатов, отделена от первых деформационным несогласием, поскольку минералы этой второй стадии охотно приурачиваются к жилкам. В пунктах выделения минералов этой стадии гранат и пироксен подверглись значительному изменению, выражающемуся в разло-



Черт. VIII

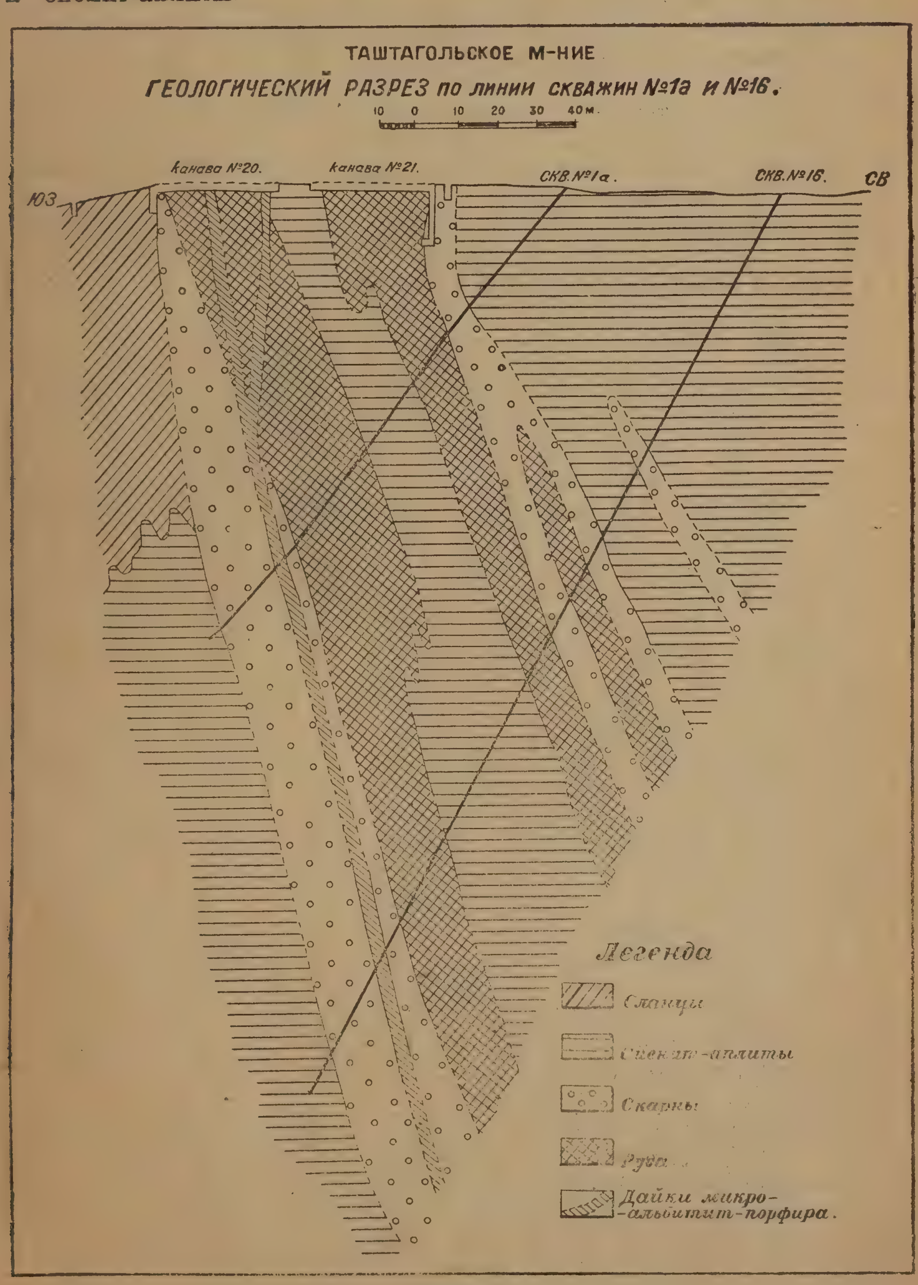
жении их на аггрегат хлорита, эпидота и карбонатов. Несмотря на это, можно думать, что во времени перерыва, вероятно, не было. Это отчетливо видно при рассмотрении структуры магнетита возле сульфидных участков и прожилок, где наблюдается увеличение крупности зерна магнетита (таб. I, ф. 6). Кроме того, поскольку встречены шестоватые структуры магнетитовых скоплений, можно думать, что при сгущении эманаций в водные растворы отложение магнетита еще продолжалось. К этому моменту приурочивается выделение хондродита, актинолита, амезита и эпидота. Из сульфидов в этот момент выделялся лишь пирит. Затем по трещинам, секущим все предыдущие образования и указывающим на наличие деформационного несогласия выделились кварц, кальцит, хлорит, галенит, цинковая обманка и борнит. На этом эманационные процессы закончились. В третичный или верхнемеловой период месторождение подверглось интенсивному окислению с образованием мартита в зоне окисления и ковеллина в зоне цементации. Современная эпоха, характеризующаяся интенсивным размывом, выразилась лишь в образовании бурых железняков. Таким образом приходится думать потому, что мартитизированные магнетиты распространены не повсеместно, а лишь в отдельных участках, где сохранилась древняя кора выветривания третичного или верхнемелового периода, который, как известно, характеризуется жарким климатом. Наоборот, бурые железняки, распространенные везде, где выветриваются сульфидные руды, очевидно, являются производными современного климата, характеризующегося значительным количеством осадков. Последовательность выделения минералов сведена в прилагаемой схеме.

Схема №2 последовательности выделения минералов Шалымского месторождения.

3. Таштагольское месторождение

а) Общая характеристика. Таштагольское месторождение находится, примерно, в 80 км. к ЮВ от рудника Темир-Тау и в 15 км. к Ю от Шалымского месторождения. Результаты разведочных работ изложены в соответствующем отчете.

В геологическом строении ближайших к месторождению окрестностей принимают участие как эффузивно-осадочные породы кембрийской толщи, так и сиенит-аплиты.



Черт. IX

В состав кембрийской толщи возле месторождения входят как осадочные образования, представленные известково-хлоритовыми сланцами, полевошпатовыми кластическими породами, туфами и туфитами, так и эффузивные, представленные то бескварцевыми альбитофирами, то андезитовыми порфиритами. Интенсивная рассланцевка пород этой толщи и глубоко прошедшее зеленокаменное изменение превратили породы в хлоритовые и хлорито-серицитовые сланцы, в которых, даже под микроскопом, не всегда удается распознать первичный характер пород. Сланцеватость падает на СВ 60—80° ∠ 75—85°. При этом удается подметить, что возле тела сиенит-аплита рассланцевка заметно меняет свое направление, как бы обтекая его.

В кембрийскую толщу внедрилась интрузия сиенит-аплита в виде небольшого тела неправильной формы, вытянутого в СЗ. направлении. Породы интрузии, особенно в периферических частях, заметно рассланцеваны. Характерной особенностью интрузии альбититов является весьма слабое, в большинстве случаев почти незаметное, приконтактовое изменение боковых пород вмещающей толщи.

Месторождение приурочено к западному контакту сиенит-аплитов с толщей хлоритовых сланцев и залегает частично в сиенит-аплитах, частично в породах кембрийской толщи. (Черт. VIII). Как те, так и другие породы на ряду с оруденением подвергаются интенсивному метасоматическому изменению, которое выражается не столько в скарнировании, сколько в хлоритизации, серицитизации и карбонатизации. Как показано на геологической схеме, Таштагольское месторождение находится на значительном расстоянии от выхода гранитной интрузии, за пределами его контактового ореола.

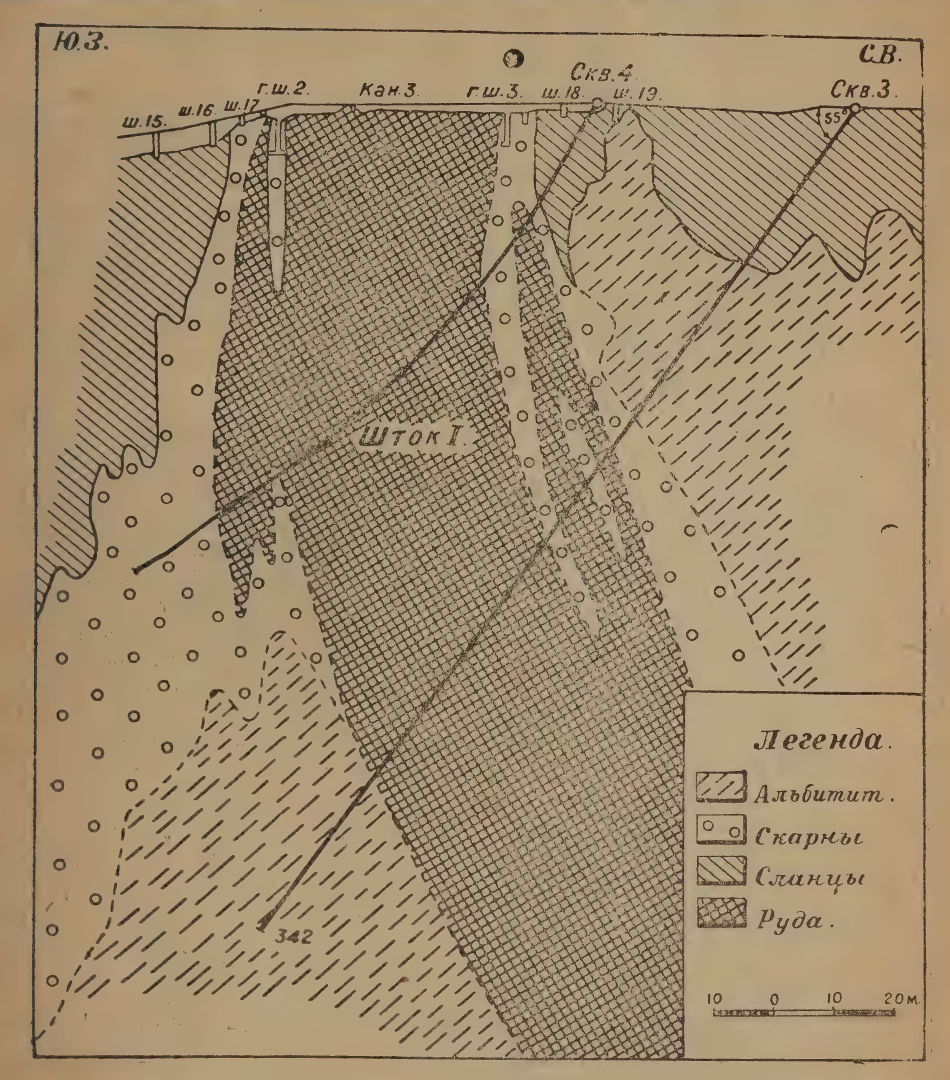
Дайковые образования, секущие рудные тела, представлены микроальбититпорфирами, которые встречены разведочными выработками в виде двух пересекающихся даек, секущих рудные штоки № 1 и П. В состав Таштагольского месторождения входят 11 рудных штоков, выходящих на дневную поверхность и достаточно полно разведанных. Тела Таштагольского месторождения, являясь монолитными, имеют отчетливые границы с вмещающими породами. Лишь в средней части месторождения наблюдаются постепенные переходы от руды к рудным скарнам.

Как показано на разведочном плане (черт. VIII), рудные тела имеют более или менее выдержанную, неправильно удлиненную линзовидную форму и располагаются по неправильно изогнутой линии, простирающейся в СЗ направлении вдоль контакта сиенит-аплитов с породами кембрийской толщи. Впрочем, штоки, не вскрытые эрозией, показывают, что строгой приуроченности к контакту нет. На глубину рудные тела также довольно выдержаны. Как показано на разрезе, по линии скв. № 1—а и № 16 (черт. IX) и скв. № 3 (черт. X), рудные тела прослеживаются по падению без изменения мощности на 250—300 м. Почти все тела падают на восток под углом 60—80°. Только в ЮВ части месторождения намечается падение на ЮЗ.

Запасы месторождения по разведочным данным оцениваются в 35—40 млн. тонн. Впрочем, эта цифра далеко не окончательна, так как глубокое бурение еще нигде не достигло нижней границы рудных тел. По данным же магнитомерии проф. М. А. Усов определяет возможные запасы месторождения цифрой порядка 70 млн. тонн.

б) Процессы изменения боковых пород Таштагола, произведенное рудообразующими процессами, разнообразно. На ряду с обычным для данного типа месторождений скарнированием здесь наблюдается интенсивная серицитизация, хлоритизация, окварцевание и карбонатизация, каковые процессы уже не могут быть названы скарнированием. При этом скарнированию подвергаются не только породы кембрийской толщи, представленные порфироидами, порфиритоидами и известково-хлоритовыми слан-

цами, но и породы сиенитовой интрузии. Процессы же хлоритизации, серицитизации, окварцевания и карбонатизации поражают скарны и руды. Все эти породы, изменяясь, дают постепенные переходы от слабо измененных разностей к скарнам или к соответствующим сланцам, в которых первичная порода неопределима. Для выяснения характера изменения рассмотрим вна-



Чертеж X

ТАШТАГОЛЬСКОЕ М-НИЕ

Геологический разрез по скв. № 3 и № 4

чале слабо измененные разности пород, а затем приступим к рассмотрению скарнов и прочих образований, которые мы будем условно называть соответствующими сланцами.

Известково-хлоритовые сланцы, представляющие собой нормальные осадочные образования, встречены в виде небольшого выхода в 25—30 м к З от штока № V и в шурфе № 45, расположенном в 40—45 м к западу же от штока № 11. Макроскопически известково- хлоритовый сланец-

представлен плотной породой серовато-зеленой окраски с заметной сланцеватой текстурой. Под микроскопом видно мелкозернистое строение породы, состоящей, главным образом, из карбонатов с незначительным количеством хлорита. Кое-где видны мелкие зерна актинолита, видимые лишь при большом увеличении. Изредка встречаются зерна полевого шпата изометрических очертаний с неясными расплывчатыми границами и зерна магнетита, которые часто имеют облик обломков, сцементированных карбонатами.

Порфиритоиды встречены к западу от штока 1 в шурфе № 152. Макроскопически порфиритоид представляет собой серовато-зеленую породу, значительно рассланцеванную и потому неотличимую от обычных хлоритовых сланцев. Под микроскопом, несмотря на большое количество в шлифе хлорита, эпидота, карбонатов, серицита и рудных минералов, в некоторых наиболее сохранившихся участках удается различить андезитовую структуру основной массы, состоящей в значительной части из мелких лейст плагиоклаза, и порфировые выделения, представленные полевым шпатом и пироксеном. Полевой шпат порфировых выделений нацело серицитизирован, и поэтому состав его определить не удается. Пироксен порфировых выделений обычно замещается хлоритом, эпидотом и карбонатами.

Порфироиды встречены в шурфах № 6 и № 27, расположенных к востоку от штока № 1, в канаве № 7, в одной из геологических выработок, находящейся в 30 м к востоку от штока № V и в скв. № 14 на гл. 49 и 165 м. Макроскопически порфироиды имеют серовато-зеленую окраску, видимую иногда простым глазом порфировую структуру и довольно интенсивную рассланцевку, которая подчеркнута полосками хлорита.

Под микроскопом видна порфировая структура породы с мелкозернистой полевошпатовой основной массой, забитой хлоритом, эпидотом, серицитом и карбонатами, которые иногда нацело замещают породу. Порфировые выделения, представленные призматическим плагиоклазом, значительно раздроблены и серицитизированы. По всему шлифу разбросаны то отдельные зерна, то целые скопления магнетита.

Альбититы и сиенит-аплиты в пределах разведанного поля пользуются наиболее широким распространением. Они представляют собой довольно разнообразные по своей структуре породы: встречаются как обычные среднезернистые сиенит-аплиты, так и порфировые их разности. Какой-либо закономерности в распространении этих двух разновидностей уловить не удалось. Обе разновидности сиенит-аплитов имеют обычный для этих пород характер, описанный в геологическом очерке. Впрочем, вблизи рудных тел альбититы редко сохраняют свою первоначальную характеристику, подвергаясь довольно интенсивному изменению, которое выражается в серицитизации, хлоритизации, карбонатизации и в скарнировании.

Серицитизированные и хлоритизированные альбититы пользуются значительным распространением, включая рудные тела, как это удается наблюдать во всех разведочных выработках, встретивших такие альбититы. Наиболее слабо измененные разности по внешнему облику схожи с обычными сиенит-аплитами, но вследствие выделений хлорита и серицита в виде неправильных участков светло-зеленой окраски получают своеобразную пятнистую окраску. Сильно же измененные разности макроскопически имеют обычно светло-серую с слабым зеленоватым оттенком окраску, тонкозернистое сложение и заметную сланцеватую текстуру, придающую породе облик, обычный для серицитово-хлоритовых сланцев. Часто даже простым глазом удается видеть, что процесс серицитизации альбитита шел неравномерно с образованием своеобразной раскрошенной структуры, заключающейся в том, что среди серицитовой массы видны реликтовые участки альбитита.

Под микроскопом, часто очень эффектно, виден процесс замещения сиенит-аплита тонкозернистой серицитовой массой. Сначала идет образование серицита в сиенит-аплите в виде многочисленных, пересекающихся между собою жилок расположенных параллельно сланцеватости. Затем прожилки расширяются, кое-где вдаются в сиенит-аплит и в большей или меньшей степени замещают его. В таких случаях среди тонкозернистой серицитовой массы, состоящей из параллельно ориентированных вытянутых зерен, видны или отдельные зерна полевого шпата или целые полевошпатовые участки (рис. 19). Иногда процесс серицитизации идет настолько интенсивно, что исчезают всякие остатки первоначальной породы. В таком случае даже под микроскопом альбитит не отличим от серицитово-хлоритовых сланцев и скарнов. Всегда среди серицитовой массы видны отдельные зерна или участки хлорита, придающие породе зеленоватую окраску. В отдельных случаях в серицитизированных альбититах наблюдается образование зерен или целых скоплений эпидота и магнетита. В зависимости от количества первого или второго минерала серицитизированные альбититы дают переходы к соответствующим скарнам или руде.

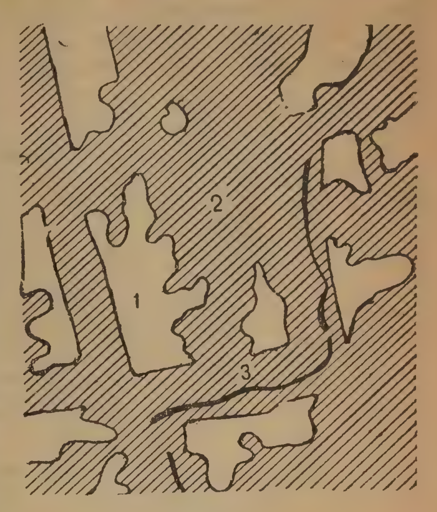


Рис. 19

Реликты сиенит-аплита (1) в серицитовой массе (2). 3. Тонкие прожилки рудных минералов.
Таштагол. Кан. 24, ув. 31.

Скарнированные сиенит-аплиты встречены в нескольких поверхностных выработках центральной части месторождения и в ряде скважин. Макроскопически они имеют различный, в зависимости от степени скарнирования, облик. Слабо скарнированные разности отличаются от обычного сиенит-аплита лишь наличием многочисленных зеленых участков неправильной формы, наиболее же сильно измененные разности имеют массивное сложение и зеленоватую окраску, что делает их неотличимыми от обычных скарнов. П. м. виден процесс скарнирования альбититов, заключающийся в том, что в сиенит-аплите появляются многочисленные зерна, прожилки и неправильные участки, сложенные эпидотом, кварцем, карбонатами, рудными минералами и иногда гранатом. Вместе с тем появляется бесцветная или окрашенная в зеленые тона слюдка. Последняя образует радиально лучистые скопления. Кое-где встречается роговая обманка, приуроченная к скоплениям рудных минералов.

В наиболее сильно измененных разностях среди серицитово-хлоритово-эпидотовой массы едва удается различать полевошпатовые участки с сохранившейся структурой изверженной породы. В таком случае среди эпидотово-кварцевой массы скарна видны реликтовые участки альбитита, по границе с которыми видны окаймляющие их в виде густой каймы выделения хлорита. В большинстве шлифов вместе с карбонатами, хлоритом и эпидотом наблюдаются многочисленные выделения рудных минералов. Таким образом, сиенит-аплиты дают ряд переходов или к обычным или к оруденелым скарнам.

в) Скарны в пределах Таштагольского месторождения пользуются сравнительно слабым развитием. Лишь в средней части месторождения и в северном конце штока первого они дают различную по мощности оторочку. В центральной части месторождения скарны связывают ряд мелких тел в один рудный комплекс. По составу скарны могут быть разделены на

гранатовые, гранато-эпидотовые и кварцево-эпидотовые. Скарны обладают обычно массивной текстурой с заметной пятнистостью; причем пятна имеют друзовое строение, обусловленное идиоморфными зернами граната или магнетита, промежутки между которыми выполнены кварцем, эпидотом, хлоритом и карбонатами (рис. 20). Иногда эти пятна удлиннены в одном направлении, что обусловливает неправильно-полосчатую текстуру породы. Лишь в редких случаях скарны получают отчетливо выраженную полосчатую текстуру, обусловленную параллельным расположением скарновых минералов вследствие избирательного замещения, идущего по плоскостям сланцеватости. Таким образом, полосчатая текстура скарнов является реликтовой и указывает на наличие рассланцовки пород перед скарнированием. Сланцеватость в обычных скарнах отсутствует. Плоскости отдельности, как правило, многочисленны, но какой-либо закономерности в их ориентировке наблюдать не удалось.

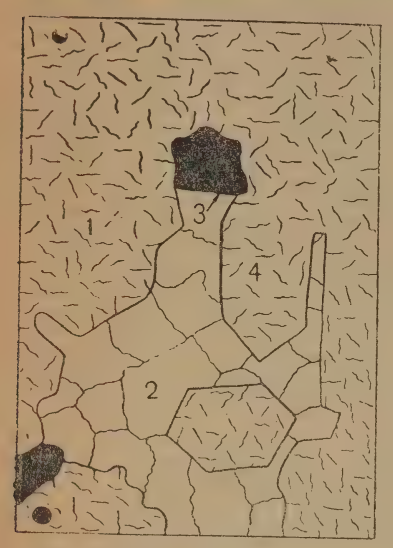


Рис. 20

Друзы граната (1), выполненные кварцево-эпидото-карбонатовой массой (2). 3. Магнетит. Таштагол ш. № 23, ув. 50.

Гранатовые скарны имеют зеленоватосерую или в случае пропитывания породы на поверхности окислами марганца и железа бурую окраску и массивное сложение. Наличие неправильных участков, сложенных рудными минералами, придает породе пятнистую окраску. Иногда наблюдаются пустотки, ограниченные идиоморфными зернами граната. Эпидотово-гранатовые скарны пользуются более широким распространением, нежели описанные выше гранатовые скарны. Они встречены в нескольких выработках в контактах штоков II, V и VIII. Макроскопически они представляют собой плотные зеленовато-серые породы. Вследствие высокой устойчивости эти скарны хорошо сохраняются на дневной поверхности. Кроме этих обычных скарнов кое где встречаются кварцево-эпидотовые скарны, представляющие собой довольно интересную разновидность метасоматических образований, встречающихся на Таштагольском месторождении, которая является промежуточным образованием между обычными скарнами и кварцевыми жилами. Макроскопически порода имеет облик обычного жильного полупрозрачного кварца с жирным блеском.

Не менее оригинальными являются кварцево-серицитовые образования, имеющие светлосерую окраску и тонкозернистое сложение. П. м. видна неравномернозернистая масса породы, состоящей из крупных зерен кварца и тонкой сыпи серицита. Изредка встречаются остаточные зерна полевого шпата, указывающие на первоначальный состав породы. Иногда в шлифе присутствуют гранат, эпидот и карбонаты. В этом случае получаются переходы к соответствующим скарнам.

Хлоритово-серицитовые породы пользуются довольно широким распространением в пределах рудного поля. Они образуют оторочку вокруг рудных тел довольно различной мощности. Макроскопически они имеют светлосерую, зеленоватосерую окраску и сланцеватую текстуру, подчеркнутую тонкой сыпью серицита, выделившегося параллельно плоскости сланцеватости и придающего породе облик обычных для нашего района метаморфических сланцев. Обычно они пронизаны многочисленными кварцевыми жилками. Под микроскопом видна тонкозернистая масса серицита с незначительным количеством хлорита и пренита. Только в очень редких случаях хло-

рит преобладает. Он встречается в виде довольно крупных радиально-лучистых скоплений. Довольно обычен кварц, встречающийся то в виде отдельных зерен, то в виде скоплений и прожилок. В значительном количестве встречаются магнетит и гематит, зерна которых располагаются параллельно плоскостям сланцеватости, благодаря чему порода получает полосчатую текстуру и называется нами оруденелыми сланцами, являющимися переходной разностью к полосчатым рудам. Кое-где среди серицитовой массы видны реликтовые зерна полевого шпата, указывающие на полевошпатовый состав первоначальной породы. Иногда порода состоит из сплошной тонкозернистой массы серицита, иногда же содержит значительное количество кварца. Вместе с кварцем часто встречаются зерна рудного минерала и слюдистых минералов, образующих радиально-лучистые скопления. В зоне окисления хлорито-серицитовые скарны в большей или меньшей степени каолинизируются, пропитываются и окрашиваются окислами железа и марганца в бурые тона.

Характер первичной породы, давшей описанные образования, обычно не удается установить, но несомненно, скарны образуются как из пород толщи хлоритовых сланцев, так и из сиенит-аплитов.



Рис. 21

Кольцеобразные скопления магнетита (1) в гранате (2). 3. Кварц. Таштагол, Кан. № 30, ув. 70.

Минералогический состав перечисленных выше скарнов и прочих метасоматических образований, как было показано в приведенном выше описании, весьма разнообразен. Сюда входят гранат, кварц, эпидот, хлорит, карбонаты, роговая обманка, пренит, серицит и рудные минералы, представленные магнетитом и гематитом.

Гранат образует или сплошные массы с неправильными участками, ограниченными идиоморфными зернами граната и выполненными кварцем, карбонатом и эпидотом (рис. 20), или дает отдельные идиоморфные зерна, подчас корродированные и раскрошенные позднейшими минералами: кварцем, кальцитом и эпидотом. При значительном развитии последних гранат остается лишь в виде незначительных по величине неправильных реликтов. Таким образом, гранат по времени отложения является наиболее ранним минералом. Но поскольку отдельные идиоморфные зерна граната встречены среди карбонатовых жилок, секущих скарны и руду, то можно думать, что имеется вторая генерация граната, выделившегося по завершении стадии скарнирования. В шлифе гранат имеет зеленовато-желтую или розоватую окраску. Наиболее слабо окрашенные разности анизотропны, благодаря чему видно зонарное строение зерен.

Следующим по времени выделения скарновым минералом является магнетит, образующий зоны в зернах граната, что указывает на частичную одновременность в отложении. (Рис. 21).

Лучистая роговая обманка встречена в скв. № 10 в скарнированных известняках. В большинстве случаев она встречается в виде отдельных иголочек или радиально-лучистых скоплений, среди кварцево-карбонатовой массы, но иногда она образует сплошной войлок, слагая целиком всю породу. Соотношения с другими минералами остались неясными.

Эпидот образует сплошные массы или дает аггрегаты с кварцем в виде резко идиоморфных по отношению к последнему зерен. Часто дает тонкую сыпь в гранате и образует жилки в гранате и магнетите отлагаясь, очевидно позднее этих минералов. Кварц, ассоциируя с эпидотом, образует сплошные массы (кварцево-эпидотовые скарны), выполняет промежутки между зернами граната и магнетита и в виде жилок сечет скарны. В кварце всегда наблюдается значительное количество гематита в виде тонких иголочек, иногда образующих радиально-лучистые скопления. В кварцево-эпидотовых скарнах кварц образует сплошную массу ксеноморфных зерен, среди которых видны идиоморфные кристаллы эпидота.

Хлорит обычно связан с серицитом и с карбонатами и встречается в них в виде неправильных участков. Охотно образует оторочки вокруг зерен магнетита. Под микроскопом он образует радиально-лучистые скопления и неправильные зерна. Окраска зеленая до желтой. Плеохроирует и имеет в скрещенных николях аномальную интерференционную окраску. Характерно изменение хлорита на поверхности, выражающееся в том, что он, окрашиваясь окислами железа, приобретает более высокую интерференционную окраску.

Кальцит проявляется в виде мелкозернистых аггрегатов, замещающих гранат, в виде крупнозернистых участков, выполняющих вместе с кварцем и эпидотом друзовые пустотки, образованные гранатом и магнетитом в виде неправильных жилок, секущих все остальные скарновые минералы и кварц. В этих прожилках иногда видны идиоморфные кристаллы граната.

В одной из карбонатовых жилок, секущих скарн, встречен альбит.

Серицит широко развит в так называемых хлорит-серицитовых скарнах, где он в виде тонкозернистого аггрегата слагает главную массу пород. Иногда он образует радиально-лучистые скопления. В условиях зоны окисления серицит, окрашиваясь окислами железа, принимает желтовато-зеленоватую окраску и связанный с этим плеохроизм.

в) Р у д ы Таштагольского месторождения характеризуются тем, что в большей части месторождения они обладают богатым содержанием металлического железа. Они отличаются от руд Шерегешевского и Шалымского месторождений не только количественными соотношениями рудных и нерудных минералов, но и принципиально тем, что здесь нерудные минералы в большинстве случаев представлены карбонатами и кварцем с подчиненным по количеству развитием алюмосиликатов, представленных гранатом, эпидотом, хлоритом и бесцветной слюдкой. Содержание металлического железа особенно сильно возрастает в зоне окисления за счет выщелачивания карбонатов и превращения их в лимонит. Так, в зоне окисления среднее взвешенное содержание металлического железа по штоку № 1 по данным поверхностной разведки достигает 58.36%, тогда как среднее взвешенное содержание железа по скважине третьей опускается до 54%. Убогие руды в пределах Таштагольского месторождения пользуются незначительным развитием, вследствие чего переход от руд к вмещающим породам обычно является достаточно резким, содержание цинка и серы в рудах незначительно. Анализами руд из скважин № 1 и № 3 установлено наличие очень слабых следов золота.

Окраска руды обычно черная с буроватым оттенком на поверхности, получающимся благодаря наличию лимонита, и с зеленоватым на глубине, обусловленным наличием хлорита. Руды со значительным количеством эпидота принимают желтовато-зеленоватые тона, а со значительным количеством карбонатов—серые.

На основании текстурных признаков можно выделить следующие разновидности руд: 1) массивные, 2) пятнистые, 3) полосчатые и 4) сланцеватые руды.

Массивные руды имеют плотное или мелкозернистое строение и железо-черную окраску. Состоят они, главным образом, из магнетита и имеют процентное содержание железа, не опускающееся ниже 60%.

В большинстве случаев в руде присутствует значительное количество пятен, сложенных нерудными минералами. Руды со значительным количеством таких пятен могут быть названы пятнистыми рудами. Они пользуются наиболее широким распространением в пределах Таштагольского месторождения. Процентное содержание металлического железа в рудах этой разновидности колеблется в пределах от 50 до 60%. При внимательном рассмотрении этих участков удается установить друзовый характер их текстуры, выражающийся в том, что они представляют собою жеоды, ограниченные идиоморфными кристаллами магнетита и выполненные более поздними минералами, располагающимися на стенках этих жеод в порядке своего образования. Особенно эффектно выступает это друзовое строение в зоне окисления, так как после выщелачивания карбонатов друзы магнетита и кварца сохраняются.

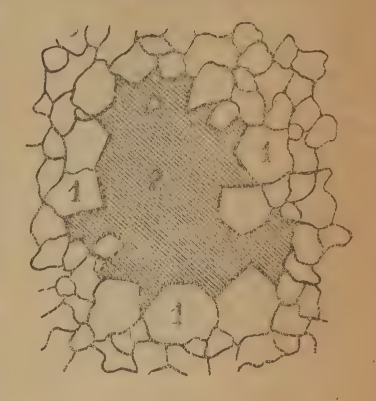


Рис. 22

Друзовое строение руды: 1—магнетит; 2—кварц и карбонаты. Таштагол, кан, № 21, ув. 71. Отр. свет.

В шлифах при небольших увеличениях это друзовое строение пятен видно также довольно отчетливо (рис 22). В зоне окисления эта разновидность руды приобретает пористую текстуру, так как пятна, сложенные карбонатами, нацело выщелачиваются, оставляя лишь охристый налет на стенках образующихся пустот. Размеры этих пустот колеблются от 1-2 до 10-15 мм. В большинстве случаев пятна вытянуты в одном направлении, что придает руде грубо-полосчатую текстуру. Иногда, впрочем, встречаются и типичные полосчатые разности, в которых полосы руды, сложенные рудными минералами и имеющие мощность 5-10 мм, перемежаются с такими же полосами нерудных минералов, которые так-же, как и в пятнистой разности руды, ограничены идиоморфными зернами магнетита.

Очевидно, и в рудах эта полосчатая текстура так-же, как и в скарнах, является реликтовой и указывает на сланцеватую текстуру первичных пород.

Нужно также отличать от всех вышеописанных разновидностей оруденелые скарны, которые имеют или массивную или пятнистую текстуру, отличающуюся от вышеописанных текстур отсутствием друзового строения отдельных пятен, которые в этом случае представлены, главным образом, гранатом и эпидотом и образуют сложную мозаику с рудными участками.

Минералогический состав руд довольно выдержан, но поскольку руды Таштагольского месторождения подвергались интенсивному окислению, то состав первичных руд сильно разнится от состава окисленных. Главным рудным минералом в первичных рудах по всему месторождению является магнетит. В подчиненном количестве присутствует гематит, который лишь в некоторых участках месторождения достигает почти равных с магнетитом количеств. Сульфиды представленные пиритом, халькопиритом, цинковой обманкой, галенитом и ковеллином встречаются весьма редко. Нерудные минералы представлены в убывающем порядке карбонатами, кварцем, хлоритом, эпидотом, гранатом, бесцветной слюдкой и апатитом.

В зоне окисления состав руд заметно изменяется вследствие мартитизации магнетита и образования лимонита за счет карбонатов. По периферии тел и вдоль трещин окисление достигает глубины 100-120 м., тогда как в центральной части тел на глубине 35—40 м окисление едва заметно. Так

в шахте № 1 на глубине 40 м появляются карбонаты, а мартитовый гематит присутствует в незначительном количестве.

Магнетит, как уже было отмечено выше, является преобладающим по количеству минералом. Под микроскопом он образует в рудах сплошные массы и отдельные участки, состоящие из аггрегата мелких неправильно изометричных зерен, имеющих аллотриоморфную структуру, которая, согласно классификации И. Ф. Григорьева, может быть названа зернистой структурой отложения. Реже встречаются отдельные зерна магнетита. По границе с нерудными минералами, если они представлены кварцем, карбонатами и эпидотом, магнетит имеет идиоморфные ограничения, по отношению же к гранату магнетит всегда ксеноморфен. Размер зерен магнетита различен. В центральной части магнетитовых скоплений размер зерен колеблется от 0.05 до 0.2 мм в поперечнике, тогда как возле нерудных участков отдельные зерна магнетита достигают в поперечнике 1-2 мм. По времени выделения магнетит является одним из ранних минералов. Структурные соотношения магнетита и граната указывают на то обстоятельство, что магнетит выделился позже граната, поскольку он дает прожилки и выполняет пустотки между зернами последнего (рис. 23). Впрочем, начало выделения магнетита перекрывается окончанием выделения граната, поскольку в гранате удается наблюдать кольцеобразные включения магнетита параллельно зонам роста (рис. 21).



Рис. 23

Прожилки и неправильные скопления магнетита (1) в гранате (2). Таштагол, кан. 7, ув. 130.

Эпидот, кварц, карбонаты и хлорит выделились, очевидно, позже, поскольку они выполняют промежутки между идиоморфными зернами магнетита. Весьма характерна при этом картина коррозии зерен магнетита карбонатом, как это показано на таб. II, ф. 5, что заставляет думать о растворении магнетита карбонатовыми струями. В одном случае удалось наблюдать мелкие кристаллики магнетита в кварцево-гематитовой жилке.

По своему характеру магнетит Таштагольского месторождения одинаков. Каких-либо разновидностей, находимых обычно в железорудных месторождениях данного типа, мне обнаружить не удалось. Следует лишь, пожалуй, отметить, что в кварцево-карбонатовых пустотах встречаются удлиненные таблички магнетита, которые аналогичны пластинчатому магнетиту, описанному В. О. Хиккоком в железных рудах Корнвалийского м-ния (16, 218). Это своеобразие в форме магнетита вероятнее всего вызывается неравномерным развитием граней, так как удается проследить все переходы от обычных форм магнетита к удлиненным таблицам, грани которых, между прочим, пересекаются под углами, характерными для кристаллографических ограничений магнетита. Под этим же углом, характерным для кристаллографических направлений магнетита, пересекаются и мартитовые иголочки, поражающие эту разновидность магнетита в зоне окисления (таб. II, ф. 6). В полированном шлифе магнетит имеет светло-серую со слабым буроватым оттенком окраску, более темную, нежели у гематита и несколько более низкую, нежели у последнего, отражательную способность. Благодаря малой способности полироваться, не всегда удается получить из магнетита хороший шлиф, да и в хорошо отполированных шлифах внутри зерен магнетита наблюдается большое количество дыр. Рельеф минерала по сравнению с гематитом более низкий. На поляризованный свет магнетит совершенно не действует. Из употребляемых реактивов магнетит

травится насыщенным раствором $SnCl_2$, и дымящей HCl с образованием бурого осадка в течение 3—5 секунд. После травления отчетливо выступает структура магнетитовых аггрегатов. Во многих случаях обнаруживается зонарное строение кристаллов магнетита. Зонарность имеет эксцентрическое строение, указывающее на неравномерность развития граней магнетитовых кристаллов. При этом рост кристалла был наиболее интенсивным со стороны пустотки, в которой, очевидно, циркулировали рудоносные растворы до отложения кварца (таб. III, ф. 2). В образцах руды, взятых с поверхности, наблюдается интенсивное замещение магнетита гематитом, выражающееся в образовании многочисленных тонких вытянутых вростков гематита в магнетите, ориентированных параллельно трем кристаллографическим направлениям и образующих типичную решетчатую структуру замещения (таб. III, ф. 2). Часто замещение произошло настолько полно, что магнетит остается среди сплошного поля гематита лишь в виде небольших реликтовых участков, дающих характерную раскрошенную реликтовую и скелетные структуры замещения.

Анализ магнетита, произведенный химической лабораторией З.-С. Отд. ГРТ., дал следующие результаты:

Место взятия пробы	SiO_2	FeO	Fe_2O_3	Al_2O_3	Cr_2O_3	TiO_2	V_2O_5	MnO	CaO	MgO
Таштагол скв № 3, гл. 188,15 м	1.70	29.95	65.69	1.15	нет	нет	0.01	0.17	1.50	0.10

Гематит широко распространен в рудах Таштагольского месторождения, хотя по количеству он значительно уступает магнетиту. Наибольшим развитием гематит пользуется в зоне поверхностного окисления. На основании микроскопического исследования можно выделить две разновидности гематита.

Наиболее распространенным является гематит в виде тонких вростков в зернах магнетита, ориентированных параллельно кристаллографическим направлениям последнего. Иногда количество вростков настолько увеличивается, что они сплошь замещают зерна магнетита, образуя по нему псевдоморфозы. В таком случае магнетит часто наблюдается лишь в виде реликтовых участков в гематите, образуя раскрошенные структуры замещения. (Таб. III ф. 3). Таким образом, расположение вростков гематита (гостя) параллельно кристаллографическим направлениям магнетита (хозяина), однообразное ориентирование гематитовых зерен в магнетите, локализация гематита по периферии зерен вдоль трещины и ряд других положений, согласно взглядам Э. Бастина, А. Грейтона, В. Линдгрена, В. Ньюхауза, Г. Шварц и М. Шорта (4), бесспорно указывает на процесс замещения магнетита гематитом. С другой стороны, поскольку эта разновидность гематита пользуется наиболее широким распространением вблизи поверхности, а по мере углубления, как это удается наблюдать в шлифах из скважин, количество вростков гематита в магнетите постепенно уменьшается и на глубине 60-80 м исчезает, то можно считать, что образование этой разновидности гематита обязано циркуляции супергеновых вод. Эта разновидность является, таким образом, мартитовым гематитом.

Вторая разновидность гематита наблюдается в виде идиоморфных удлиненных кристалликов, иногда образующих радиально-лучистые скопления. Встречаются эти кристаллики гематита в пустотках или в жилах почти всегда вместе с кварцем; только в редких случаях прожилки состоят из одного гематита. Эта же разновидность гематита встречается в виде неправильно-изо-

метричных зерен среди сплошных аггрегатов магнетита. Она одинаково распространена как в зоне окисления на дневной поверхности, так и на глубине в зоне первичных руд. Обе эти формы проявления являются по существу гипогеновым гематитом, различно оформляющимся в зависимости от окружающих минералов. В магнетите получаются неправильные зерна, а в кварце идиоморфные кристаллы (таб. III, фот. 4).

Гематит обладает белой окраской, более светлой, нежели у магнетита. Несмотря на более высокий рельеф и соответственно большую твердость гематит полируется заметно лучше магнетита. На поляризованный свет заметно действуют все три разновидности гематита. Удается видеть не только изменение интенсивности окраски, но и изменение оттенков ее от красноватого до фиолетового. Во второй разновидности гематита при скрещенных николях удается наблюдать двойники, а в первой разновидности, в случае сплошного замещения магнетита гематитом, в последнем отчетливо видна реликтовая решетчатая структура, обусловленная тем, что гематит в этом случае состоит из удлиненных зерен, расположенных параллельно трем взаимно пересекающимся кристаллографическим направлениям замещаемого минерала (хозяина)—магнетита. Такое внутреннее строение мартитового гематита отличает его от гипогенового. Гематит не травится ни одним из употребляемых нами реактивов.

Лимонит содержится в руде в незначительном количестве. Он встречается лишь в зоне поверхностного окисления в виде неправильных участков среди нерудных минералов или в виде мелких пустот среди руды или, наконец, в виде тонких прожилок в руде.

П. м. в отраженном свете лимонит имеет голубовато-серую окраску и довольно низкую отражательную способность. Хорошо видна коллоформная текстура. В нескольких случаях удавалось наблюдать сетчатое строение. По характеру сетки есть основания предполагать, что эта сетчатая разновидность лимонита получилась за счет окисления карбонатов. Ни в одном случае не удавалось наблюдать картину замещения магнетита лимонитом. Лимонит сравнительно хорошо полируется. В поляризованном свете не действует. Микрохимические реакции с обычными реактивами отрицательны. В большей части лимонит образовался очевидно за счет карбонатов.

Пиролюзит встречается в руде довольно редко и приурочен к зоне поверхностного окисления, где наблюдается в виде мелких жилок. В отраженном свете пиролюзит обладает желтоватобуроватой окраской, низким рельефом и довольно хорошей способностью полироваться. В некоторых участках при скрещенных николях заметно поляризует, обнаруживая аллотриоморфнозернистое строение. Микроскопические реакции дали следующие результаты. HCl (50%) заметно травит с образованием бурого до черного осадка, иногда слабо вскипает. H_2SO_4 (конц.) действует с образованием осадка. HNO_3 KCN и $FeCl_3$ действуют слабо. $SnCl_2$ травит весьма сильно с образованием черного осадка.

Цинковая обманка присутствует в незначительном количестве. Она наблюдалась в жилках и неправильных участках карбонатов и кварца и располагается в центральной их части, образуя зерна и мелкие скопления, совместно с пиритом и халькопиритом. Реже цинковая обманка образует мелкие неправильные включения среди магнетитовой массы.

Халькопирит встречен в виде неправильных участков среди нерудных минералов и среди магнетита. Нерудные минералы обычно представлены карбонатами, идиоморфными по отношению к халькопириту.

Пирит встречается в виде неправильных участков среди магнетита и в виде идиоморфных кристаллов среди нерудных минералов. Размеры скоплений достигают нескольких миллиметров и опускаются до 0. 02.—0. 04 мм. Пирит сечется прожилками халькопирита и сам сечет магнетит, раскра-

шивая и цементируя его зерна (рис. 24), что указывает на более позднее происхождение пирита.

В одном из шлифов вокруг халькопирита видна оторочка ковеллина.

Гранат встречается в оруденелых скарнах и в некоторых разновидностях руд, где вместе с магнетитом дает то сплошные массы, то неправильные участки. Обычно гранат обладает идиоморфными очертаниями по отношению ко всем остальным минералам, в том числе и к магнетиту. Кое-где в гранате наблюдаются прожилки магнетита. Ко всем остальным минералам гранат относится так же, как и в скарнах.

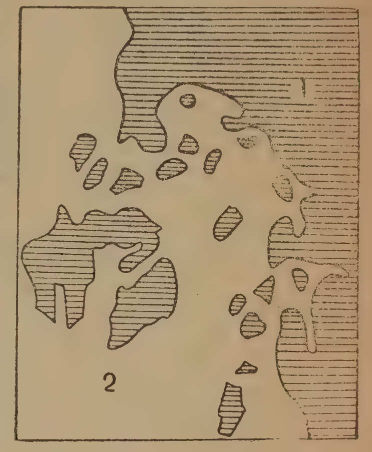


Рис. 24

Раскрошенные зерна магнетита (1) в пирите (2). Темные пятна— нерудные минералы. Таштагол, скв. № 14, гл. 140 м. Ув. 30.

Эпидот иногда образует довольно тесную смесь с магнетитом, но чаще встречается в руде в виде сплошных аггрегатов, выполняющих друзовые пустотки среди магнетита или граната и в виде жилок в руде.

Хлорит встречается во всех разновидностях руд, но обычно в незначительных количествах. Он выполняет промежутки между рудными минералами, образуя радиально-лучистые аггрегаты. Часто встречается в пустотках вместес карбонатом. В этом случае хлорит всегда приурочен к периферическим частям пустот, где образует неправильные участки, состоящие из мелкозернистой массы с размерами зерен от 0.16 до 0.20 мм, и дает разрозненные зерна среди карбонатов. Иногда хлорит встречаетсяв виде жилок, секущих как рудные, так и нерудные минералы—гранат, эпидот и карбонаты.

Бесцветная слюдка встречается в руде в виде отдельных удлиненных зерен, обычно располагающихся параллельно граням кристаллов магнетита. Она имеет едва заметную окраску и плеохроизм. Удлинение положительно. Интерференционная окраска обычно не поднимается выше желтой первого порядка.

Серицит встречен в кварцево-карбонатовых участках и прожилках в виде весьма тонкой сыпи.

Среди кварца встречены редкие зерна апатита.

Карбонаты в рудах Таштагольского месторождения представлены кальцитом и сидеритом и являются, пожалуй, наиболее широко распространенными из всех остальных нерудных минералов. Форма проявления их весьма разнообразна. Они то дают сплошную массу, цементирующую отдельные зерна и скопления магнетита, то выполняют пустотки среди рудного поля, то секут в виде жилок и рудные и нерудные минералы. В поле граната карбонаты образуют многочисленные прожилки, почти нацело замещающие гранат. В рудной массе карбонаты образуют столбчатые аггрегаты, нарастающие на зернах магнетита. Судя по структурным соотношениям, карбонаты выделились после кварца и эпидота.

Кварц в Таштагольских рудах встречается часто. Он дает крупнозернистые участки с размерами зерен в 2-3 мм, распадающихся при скрещенных николях на ряд разновременно угасающих пластинок. Эти крупнозернистые участки выполняют пустотки среди руды и гранатовых скарнов. Зерна кварца часто имеют удлиненную форму и вытянуты параллельно удлинению нерудных участков. Иногда зерна имеют вид столбчатых кристаллов, нарастающих на зерна магнетита. Кварц сечется жилками карбонатов.

г) **Последовательность отложения минералов в скарнах и рудах.** Для суждения о последовательности выделения отдельных минералов мы пользовались довольно разнообразными критериями, используя при этом и факты взаимного пересечения жилками и прочие структурные признаки, освещенные в литературе (4, 13, 29). Кроме того, для тех же целей нами использовалось следующее соображение. По структуре скарновых образований видно, что эманации, производя замещение, одновременно с отложением материала производили интенсивное растворение вещества

Схема №3 последовательности минерализации.

	Стадия скарнирования	Деформационное несогласие.	Сульфидная стадия	Длительный перерыв	Катагеновые процессы. Третичные	Катагеновые процессы. Современные.
Гранат						
Магнетит						
Актинолит						
Эпидот	?					
Кварц						?
Гематит						
Карбонаты	?				?	
Хлорит	?					
Серицит						
Пирит						
Халькопирит						
Сфалерит						
Блеклая руда						
Галенит						
Ковеллин						
Пиролюзит						
Лимонит						

замещаемых пород. Это растворение иногда было настолько интенсивным, что оно преобладало над процессом отложения. В таких случаях получались друзовые пустотки, ограниченные обычно идиоморфными зернами магнетита или граната. Чаще всего эти пустотки позднее заполнялись хлоритом, эпидотом, карбонатом и кварцем и только в некоторых случаях оставались свободными до настоящего момента. Интерпретируя такого рода друзовую структуру скарнов и руды, мы получили дополнительный критерий для решения вопроса о порядке выделения минералов.

Наиболее ранним по времени выделения является гранат. Магнетит начал отлагаться одновременно с гранатом, но закончил свое отложение значительно позже, поскольку он выполнял промежутки между идиоморфными зернами граната. После магнетита происходило образование в по, рядке последовательности эпидота, кварца, гематита, бесцветной слюдки-

карбонатов и хлорита. До окончания отложения последних двух минералов произошли довольно интенсивные деформации с образованием многочисленных трещин. После образования этих трещин прошла вторая стадия минерализации, выразившаяся в образовании целого ряда мелких жилок в такой последовательности: 1) кварцево-гематитовые жилки, 2) карбонагово-сульфидные с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и теннантитом и 3) хлоритовые жилки.

Интересно отметить, что в кварцево-гематитовых прожилках наблюдается образование магнетита, а в карбонатовых-граната. Вероятно, в эту же эпоху происходила интенсивная серицитизация пород, вмещающих месторождение.

После значительного перерыва и эрозии месторождения подвергались интенсивному окислению с образованием мартита, лимонита и марганцевых окислов. Значительная глубина мартитизации заставляет думать, что месторождение подверглось окислению еще во время третичного (или верхнемелового) жаркого климата.

Описанная последовательность в отложении минералов можно представить в схеме помещенной на стр. 66.

Из приведенной схемы видно, что процесс формирования м-ния состоит из двух стадий; высокотемпературной, характеризующейся отложением граната и магнетита, и низкотемпературной, характеризующейся отложением гидротермальных минералов: кварца, эпидота, гематита, сульфидов, и карбонатов.

4. Кочуринское месторождение

а) Общая характеристика. В состав Кочуринского месторождения входит несколько отдельных штоков, располагающихся почти меридионально на протяжении 2-3 км по правобережью реки Кочуры, являющейся левым притоком р. Кондомы. Самый северный шток расположен примерно в 2,5 км к ЮЮЗ от Таштагольского месторождения.

Разведочные работы на месторождении проведены геологом Я. П. Туниным, в отчете которого и освещены результаты всех этих работ (40).

Все штоки Кочуринского месторождения залегают в эффузивно-осадочной кембрийской толще.

Вмещающими породами для большинства тел являются альбитофиры и получившиеся за их счет хлорито-серицитовые сланцы. Реже возле рудных тел встречаются туфы и основные эффузивы. Известняки в непосредственной близости с рудными телами не были встречены, хотя возле штока № 3 разведочными выработками встречены 3 незначительных горизонта известняков. Интенсивная серицитизация пород подчас не дает возможности определить первичный их характер.

Как показано на геологической схеме (черт. I), Кочуринское месторождение расположено на значительном расстоянии от гранитной интрузии и находится за пределами ее контактового ореола. Как будет указано ниже, это обстоятельство значительно отразилось на характере месторождения.

Кочуринское месторождение имеет семь рудных участков, из которых наиболее крупным является участок № 1. Он состоит из целой серии рудных тел, которые имеют правильно-линзообразную форму и располагаются параллельно сланцеватости пород, как это отчетливо видно на разведочном плане (черт. XI). Общее количество линз 24. Длина линз колеблется от 10 до 90 м, а мощность—от 0.30 до 6 м. Некоторые из линз при выклинивании раздваиваются в форме ласточкина хвоста. На глубину рудные тела обладают еще более правильной и выдержанной формой, как это видно из разреза по линии скважины № 1 (черт. XII). Даже мелкие линзы мощностью всего 15-20 см прослеживаются на значительную глубину, как это видно из зарисовки шурфа № 21 (черт. XIII). Несколько более разнообразной является

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Кочуринского жел.-рудного м-ния

(по Я. П. Тушину)

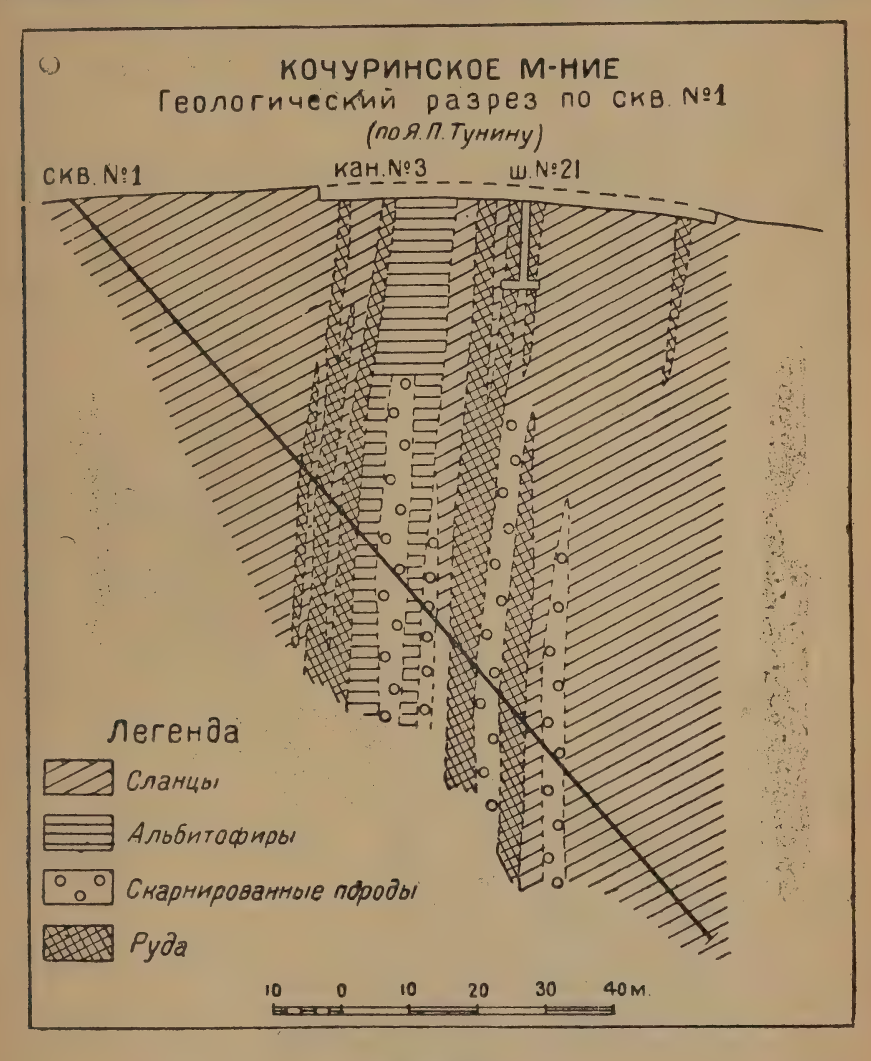


Чертеж XI.

форма тел, расположенных к северо-востоку от описанного, возле которых процессы скарнирования пользуются большим развитием. Как показано на разведочном плане штока № 5 (черт. XIV), рудное тело имеет неправильную форму.

Запасы месторождения незначительны. По всем семи штокам месторождения по данным разведки они не превышают цифру порядка 5 млн. тонн руды.

б) Изменение боковых пород возле рудных тел Кочуринского



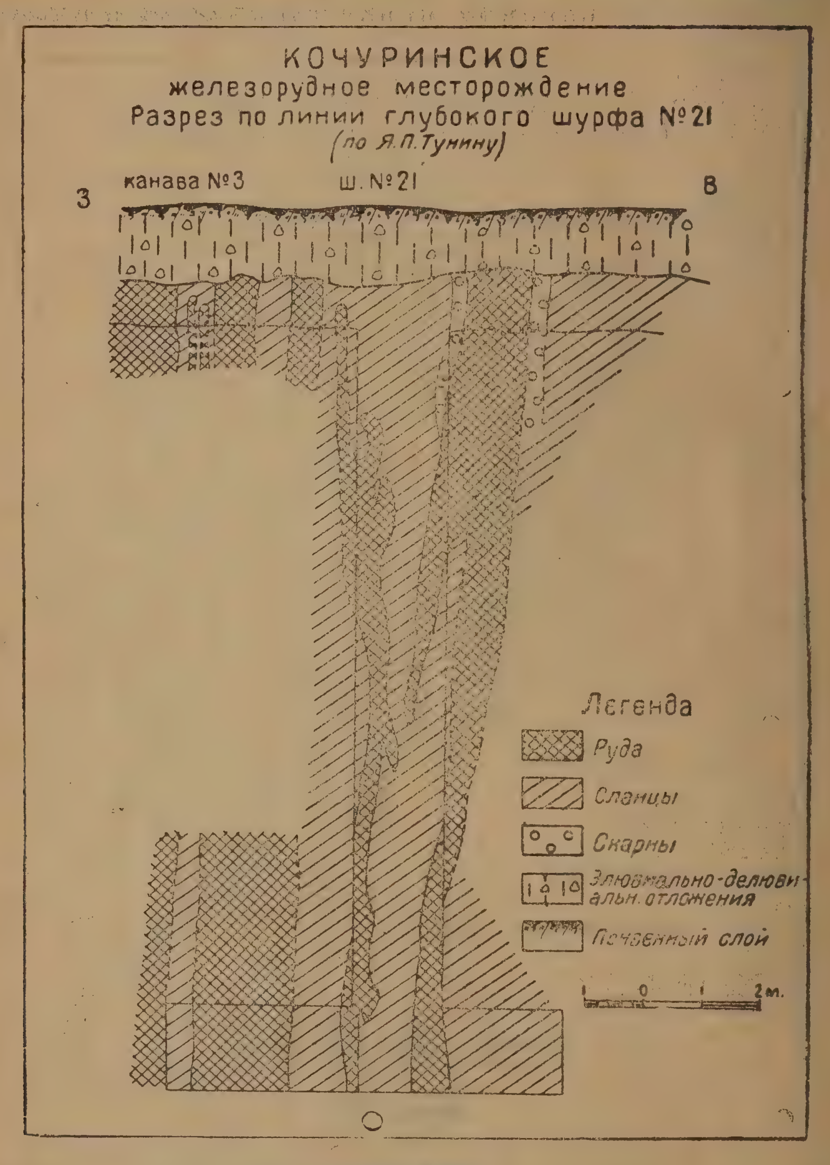
Чертеж XII.

месторождения в большинстве случаев выразилось в карбонатизиции, хлоритизации и серицитизации. Лишь в редких случаях встречаются эпидотовые скарны и исключительно редко встречается гранат.

Сланцы возле рудных тел принимают светлозеленую, серую, реже почти белую окраску, которая иногда становится полосчатой вследствие наличия зеленых полос, располагающихся параллельно сланцеватости. Как правило, породы интенсивно рассланцеваны и состоят, как видно под микроскопом, из мелкозернистой полевошпатовой массы, забитой серицитом, карбонатами,

хлоритом и кварцем, которые образуют в породе мелкую сыпь, располагающуюся параллельно сланцеватости, или секут породу в виде массы мелких прожилков. Нередко наблюдается сыпь рудных минералов, представленных, главным образом, магнетитом и реже гематитом и сульфидами.

Альбитофиры также подвергаются интенсивному изменению. Макроскопически они иногда совершенно не отличимы от обычных хлоритовых сланцев, поскольку имеют различных тонов зеленую иногда полосчатую окраску



Чертеж XIII.

и интенсивную сланцеватость. Реже в наиболее сильно скарнированных участках наблюдается пятнистая окраска, обусловленная новообразованиями хлорита, эпидота и рудных минералов. Вся масса породы, как видно под микроскопом, пронизана сетью грубопараллельных жилок карбонатов, иногда

сплошь замещающих породы. К жилкам карбонатов приурочена сыпь магнетита. В наиболее слабо замещенных участках видны тонкая сыпь серицита и отдельные участки хлорита. Видны отдельные зерна кварца, хлорита и пирита. В некоторых случаях наблюдаются довольно обильные выделения эпидота, который замещает как мелкозернистую основную массу, так и альбитизированные порфировые выделения щелочных полевых шпатов (рис. 25). Реже встречаются зерна актинолитовой роговой обманки. Кое-где наблюдается бостонитовая структура породы, обусловленная наличием удлиненных лейст альбита. При этом в отдельных случаях удалось наблюдать, что эта „бостонитовая“ структура проявляется обыкновенно возле крупных участков эпидота, которые резко ксеноморфны по отношению к альбиту. Обильны неправильные участки хлорита и тонкая сыпь магнетита и пирита. Аггрегаты эпидота располагаются обычно параллельно спайности полевого шпата. Типичные скарны в пределах Кочуринского месторождения встречаются редко, если не считать за таковые хлорито-серицитовые породы и магнетитовые руды с незначительным количеством эпидота.

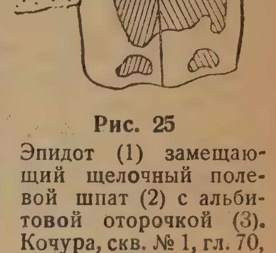
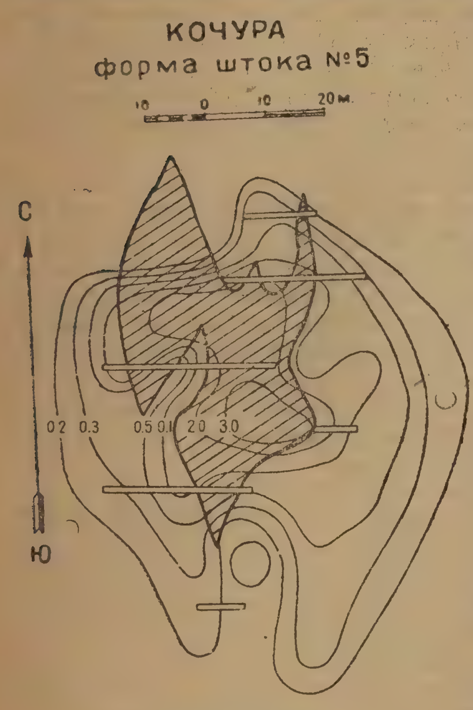


Рис. 25
Эпидот (1) замещающий щелочный полевой шпат (2) с альбитовой оторочкой (3). Кочура, скв. № 1, гл. 70, ув. 30.



Чертеж XIV.

Лишь возле шт. № 5 удалось встретить типичный гранатовый скарн грязнозеленой окраски и плотного сложения с заметной полосчатостью, параллельно которой располагаются карбонатовые прожилки. Под микроскопом виден гранат, почти нацело замещенный карбонатами, кварцем, хлоритом и эпидотом, среди которых—зерна магнетита. Эти же минералы, за исключением магнетита, выполняют пустотки между идиоморфными зернами граната.

в) Первичные руды Кочуры вскрыты лишь на штоке № 1. Здесь они имеют мелкозернистое строение и темнозеленую окраску, которая почти всегда слегка полосчата вследствие неравномерного распределения рудных и нерудных минералов. Эти руды в большинстве случаев имеют буроватую окраску и отчетливое полосчатое строение, подчеркутое удлиненными участками лимонита. Плотные руды железочерной окраски встречаются сравнительно редко; чаще всего рудные слои переслаиваются с нерудными, имеющими темнозеленую окраску, Среди рудной, главным образом, магнетитовой массы часто наблюдаются прожилки гематита, карбонатов и кварца. Почти всегда руда в зоне окисления интенсивно мартитизирована.

В состав руд входят магнетит, гематит, пирит, лимонит, гидрогематит и нерудные минералы, из которых преобладает кальцит, сохранившийся лишь в первичных рудах. Содержание металлического железа в рудах Кочуринского месторождения колеблется от 35% до 67%.

Магнетит в рудах Кочуринского месторождения редко дает сплошные массы. Чаще всего он образует скопления размерами в 2-3 мм или встречается в виде мелких зерен размерами от 0.03 до 0.5 мм, располагающихся неправильно параллельными рядами по плоскостям сланцеватости и образующими грубо-полосчатую текстуру руды, являющуюся реликтовой и указывающую на то обстоятельство, что рассланцевка пород проходила до отложения магнетита. В прозрачном шлифе видны карбонаты с незначительным количеством кварца и хлорита, которые цементируют рудные зерна. Магнетит обладает резким идиоморфизмом по отношению к нерудным минералам, которые лишь кое-где корродируют грани идиоморфных кристаллов, что заставляет думать о более раннем образовании магнетита. Лишь по отношению к гранату магнетит является более поздним минералом. Он отчетливо ксеноморфен по отношению к зернам граната, вокруг которых иногда образует неправильные оторочки. Весьма эффектно подчеркивают более позднее образование части магнетита по отношению к гранату кальцитовые прожилки, секущие зерна последнего и содержащие кристаллики магнетита (таб. III ф. 5). Если зерна магнетита окружены карбонатами, то при больших увеличениях вокруг зерен магнетита видна гематитовая оторочка (рис. 26). Зерна гематита вообще довольно часто встречаются среди магнетитовой массы. В зоне окисления магнетит интенсивно мартитизируется. Дымящей HCl магнетит структурно травится в течении 3-5 секунд.

Гематит встречается как в первичных рудах, так и в рудах зоны окисления. В первичных рудах он образует неправильные зерна в магнетитовой массе, оторочки вокруг зерен магнетита среди карбонатовой массы, как показано на (рис. 26) и кольцеобразные зерна среди карбонатов (рис. 27), которые получились, очевидно, из образований, указанных на (рис. 26) путем избирательного замещения магнетита карбонатами. Довольно часто встречаются прожилки гематита, которые секут магнетитовую руду. Надо думать, что эти прожилки также являются гипогеновыми. Супергеновый гематит представлен мартитовым гематитом, который в виде игольчатых включений, располагающихся по кристаллографическим направлениям магнетита и в виде неправильных оторочек вокруг зерен его, замещает магнетит с образованием псевдоморфоз при наиболее интенсивном окислении. Такой псевдоморфный мартитовый гематит легко отличается от гипогенового по характерной решетке, выступающей в скрещенных николях.

Пирит охотно располагается по плоскостям сланцеватости пород. Он встречается как среди нерудных минералов, так и в магнетитовой массе, где образует зерна размерами до 0.3 мм. Обычно пирит связан с наиболее крупными участками и прожилками кварца и кальцита, которые располагаются вкрест полосчатости магнетитовой массы.

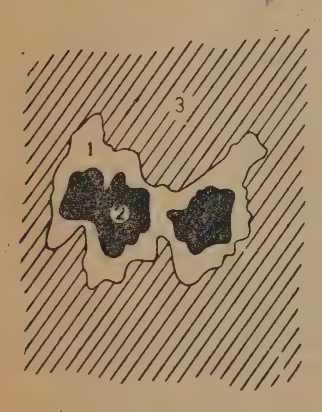


Рис. 26

Гематитовая оторочка (1) вокруг зерен магнетита (2) среди карбонатов (3). Кочура шт. У, кан. 31, ув. 350.

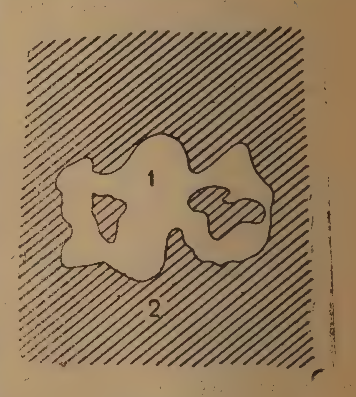


Рис. 27

Кольцеобразные скопления гематита (1) среди карбонатов (2). Кочура шт. У, кан. 31, ув. прим. 300.

Халькопирит встречен в виде нескольких зерен среди пирита, а сфале-

рит—в виде неправильных участков среди нерудных минералов, представленных в данном случае кварцем и карбонатами.

Лимонит пользуется довольно широким распространением в окисленных рудах Кочуринского м-ния. Чаще всего он образует незначительные по величине участки, обладающие коллоформными структурами и лишь иногда дает сплошные массы в руде, цементирующие раскрошенные зерна магнетита. Окраска лимонита непостоянна. Она варьирует в голубовато-серых тонах. Изотропен и обычными реактивами не травится.

Гидрогематит встречается вместе с лимонитом в виде косоугольной сетки, напоминающей спайность сидерита. От лимонита он отличается несколько более светлой окраской, красным внутренним рефлексом и сильной анизотропностью.

Кварц вместе с кальцитом дает прожилки и неправильные участки среди руд и скарнов, реже встречается в виде отдельных зерен. Кварцевые участки, находящиеся среди полевошпатовой массы, обычно окаймлены оторочкой граната. Довольно часто наблюдается оторочка столбчатого кварца вокруг зерен пирита.

Карбонаты в пределах Кочуринского месторождения пользуются широким распространением. Они часто имеют розовую окраску. Форма проявления карбонатов довольно разнообразна. Они дают то мелкозернистую сыпь среди массы сланцев или альбитофиров, то различные по мощности прожилки, имеющие столбчатое строение. Возле жилок порода обычно густо импреньирована теми же карбонатами, которые в этом случае имеют идиоморфные очертания и обрастают столбчатыми аггрегатами кварца. Состав карбонатов разнообразен; на ряду с типичным кальцитом часто присутствует сидерит. Там, где карбонаты граничат с полевыми шпатами, наблюдается хлорит; это заставляет думать, что последний образовался под влиянием карбонатов. Где карбонаты граничат с магнетитом, там он корродируется или окружается каемкой гематита.

Эпидот в виде неправильных зерен и участков выделяется как в сланцах, так и в альбитофирах, охотно приурочиваясь к плоскостям сланцеватости.

Гранат встречен в одном шлифе в виде сплошных масс и идиоморфных зерен среди кварцево-карбонатовой массы. Он почти нацело замещен карбонатами, кварцем, хлоритом и эпидотом. Кое-где видны оторочки магнетита вокруг зерен граната, прожилки карбоната с магнетитом, которые секут зерна граната (таб. III ф. 5).

Серицит весьма охотно образуется возле рудных участков, где он в виде мелкозернистой сыпи замещает боковые породы. Иногда это замещение настолько обильно, что порода почти нацело переходит в серицит.

Апатит встречен лишь в измененных боковых породах в виде отдельных идиоморфных зерен. В рудах обычно отсутствует.

Актинолит встречается в скарнах в виде отдельных игольчатых зерен.

Хлорит пользуется значительным распространением и среди скарнов, и среди руд. Он встречается в виде отдельных неправильных участков среди карбонатовой массы, замещающей боковые породы и выполняющей промежутки между идиоморфными зернами граната и магнетита в скарнах и рудах.

г) П о с л е д о в а т е л ь н о с т ь   в ы д е л е н и я   м и н е р а л о в в рудах и скарнах Кочуринского месторождения вообще аналогична таковой вышеописанных месторождений. Интересным дополнением является, во-первых, наличие замещения эпидота альбитом удлиненные зерна которого секут зерна эпидота и, во-вторых, выделение магнетита в эпоху образования карбонатовых жил, как это показано на таб. III, ф. 5, где магнетит содержится в виде отдельных кристаллов в карбонатовой жилке, секущей гранат.

Последовательность выделения минералов дана в прилагаемой схеме № 4.

Схема № 4 последовательности выделения минералов Кочуринского месторождения.

Название эпох / Название минералов

Стадия скарнирования пород.

Образование трещин

Стадия сульфидная

Длительный перерыв времени.

Экзогеновые процессы

Гранат

Магнетит

Эпидот

Кварц

Гематит

Карбонаты

Хлорит

Серицит

Сульфиды

Гидрогематит

Лимонит

IV. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Генетический тип месторождений

Сравнивая месторождения Кондомской группы с ранее изученными железорудными месторождениями Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, мы видим, что по своему характеру они весьма схожи с месторождениями соседнего Тельбесского железорудного района, изученного проф. М. А. Усовым и с рядом других месторождений Кузнецкого Алатау, которые относятся их исследователями к типу контактово-метасоматических. Широкое развитие скарнов, структуры и состав руд, форма рудных тел и соотношения их с окружающими породами во всех месторождениях Кондомского железорудного района не оставляют никаких сомнений в том, что они принадлежат также к типу контактово-метасоматических. В этом отношении имеется полное единодушие во взглядах всех геологов, работавших на этих месторождениях, если не считать не обоснованного собственными наблюдениями мнения проф. П. И. Лебедева (27), который относит рассматриваемые месторождения к типу магматических.

Относя наши месторождения к контактово-метасоматическому типу, я должен отметить, что они резко отличаются друг от друга и по форме рудных тел и по составу и по характеру изменения боковых пород. Так, если Шерегешевское месторождение является типичным представителем контактово-метасоматических месторождений, то Кочуринское месторождение имеет все особенности, характерные для месторождений метасоматического типа.

Общие теоретические положения, характеризующие данный генетический тип месторождений даны в работах проф. М. А. Усова (43, 45). Принимая в основном положения, выдвинутые проф. М. А. Усовым, я попытаюсь

с этой точки зрения разобрать месторождения Кондомского железорудного района и об'яснить особенности каждого из них при помощи детального рассмотрения геологических условий, в которых протекал рудообразующий процесс, сформировавший описанные выше месторождения.

Для этой цели я попытаюсь прежде всего установить генетическую связь месторождений с той или иной интрузией и связь эманационных рудообразующих процессов с процессами магматическими. Затем, рассмотревши химические процессы, попытаюсь сделать вывод о составе эманации и их агрегативном состоянии и после этого наметить в основном геохимическую историю железа и, наконец, исходя из всех этих условий, вывести основные морфологические особенности отдельных месторождений.

2. Связь с интрузией и соотношение магматических и эманационных процессов.

В пределах рудоносного района наблюдаются два типа интрузивных пород: 1) породы сиенитовой и 2) породы гранитовой интрузии.

Все прежние исследователи связывали образование месторождений с ин'екцией сиенит-аплита, который часто назывался альбититом. Гранитная же интрузия на основании описанных И. А. Киселевым даек гранита, секущих рудные тела (19, 33), считалась более поздней, чем процесс оруденения. Основанием для такого взгляда служили тесная пространственная связь месторождений с телами сиенит-аплита. На самом деле, если мы посмотрим на геологическую карту (черт. I) и разведочные планы месторождений, то увидим, что большинство месторождений расположено в контакте сиенит-аплитовых тел с породами кембрийской толщи, залегая то в самом интрузиве, то вблизи его. Некоторое исключение с этой точки зрения представляет собой лишь Кочуринское месторождение, которое расположено на значительном расстоянии от сиенитовой интрузии. Правда, наличие процессов скарнирования в породах этой интрузии и залегание ряда рудных тел внутри ее заставляла считать, что эманации, обусловившие образование этих месторождений, вышли из более глубоко-залегающих горизонтов интрузии. Таким образом, на основании тесной пространственной связи месторождений с телами сиенитовой интрузии, согласно существующим принципам, сформулированным Эммонсом (54), все геологи, изучавшие эти месторождения, как и сам автор, считали генетическую связь месторождений с этой интрузией очевидной. Однако, внимательное рассмотрение метаморфических и метасоматических процессов, связанных с интрузиями района, заставило меня пересмотреть этот вопрос и решить его в пользу гранитной интрузии. Основаниями для такого решения послужили следующие положения.

Гранитная интрузия, являясь более молодой, метаморфизует не только породы кембрийской толщи, но и породы сиенитовой интрузии с образованием соответствующих роговиков. Не подвергаются ороговикованию лишь метасоматические образования—скарны и руды. Наоборот, роговики подвержены метасоматическим изменениям. Следовательно, метасоматические образования являются более молодыми и мы должны считать их производным эманационной деятельности гранитной интрузии, с которой, кстати сказать, довольно отчетливо намечается и пространственная связь, если посмотреть на район в более широком масштабе, как это, показано на схеме геологического строения района (черт I).

Гранитная интрузия остывала в условиях гипабиссальной фации, как это было совершенно верно отмечено еще К. Г. Тюменцевым (42) и Т. В. Пятницкой (34). В пределах рудоносного района она образует ряд различных по величине тел. Наиболее крупное из них, расположенное к северу от Шерегешского месторождения, представляет собой, очевидно, более

глубокие части интрузии с более выдержанным составом, в то время как более мелкие штоки горы Татуи дают нам представление о характере верхних частей интрузии, едва затронутых современной эрозией. Последнее обстоятельство на ряду с гипабиссальными условиями остывания интрузии обусловило значительное непостоянство состава и характера пород, слагающих эту интрузию. Непостоянство состава выразилось в наличии более основных разностей-диоритов и монцонитов на ряду с гранитами и пегматитами.

На основании данного выше рассмотрения этих разностей можно дать следующую последовательность в процессе становления интрузии. Более основные разности, диориты и монцониты, слагающие мелкие тела и образующие оторочку вокруг более крупных, содержат наряду с андезином № 30—40 и значительным количеством роговой обманки большое количество микропегматита и являются наиболее рано застывшей частью интрузии, которая отвечает среднему составу не дифференцированной магмы.

В большинстве случаев эти разности подвергались заметному эндоконтактовому метаморфизму под влиянием еще незастывшей части интрузии. Поэтому приходится думать, что контактовый метаморфизм продолжился с момента становления интрузива до момента кристаллизации следующей адамеллитовой фракции. В процессе дальнейшего остывания произошла некоторая дифференциация, и следующая порция магмы застыла уже в виде адамеллитов с незначительным количеством роговой обманки и плагиоклаза, представленного олигоклаз-андезином от № 25 до 30. К моменту раскристаллизации этих адамеллитов очевидно произошли тектонические подвижки, вызвавшие образование даек и мелких тел адамеллит-порфира. Дальнейший процесс дифференциации привел к образованию нормальных биотитовых гранитов с большим количеством кварца и с незначительным количеством плагиоклаза, представленного альбитолигоклазом № 15-18. Очевидно, с кристаллизацией именно этой разности связано выделение большей части высокотемпературных эманационных струй, образовавших скарны и рудные месторождения, поскольку следующие дифференциаты интрузии—аплитопегматиты, микродиориты и диабазофириты секут уже сформировавшиеся к этому моменту рудные тела, как это видно на примере Шерегешского месторождения.

Все описанные выше процессы минерализации могут быть разбиты на три резко отличных друг от друга „стадии“ [1]), которые согласно П. Ниггли (28) могут быть названы ортомагматической, пирометасоматической и гидротермальной. К ортомагматической стадии, очевидно, мы должны причислить интрузивные процессы, приведшие к образованию магматических пород, представленных следующими разностями: троньемитами, адамеллитами, гранитами, пегматитами и диабазофиритами, которые перечислены мной в порядке последовательности образования. Пирометасоматические и пневматолитовые процессы принимали участие в образовании роговиков и в некоторых случаях привели к образованию скарнов и руд, которые поражают роговики в участках, наиболее благоприятных для выхода эманаций. Третья гидротермальная стадия, образовавшая многочисленные прожилки, секущие и роговики и скарны, является очевидно более поздней и представлена более низкотемпературными минералами.

Последовательность отложения минералов внутри каждой из этих стадий была мной уже дана при описании соответствующих для каждой стадии образований. Остается разобрать вопрос о последовательности перечисленных стадий.

---

[1]) Термин „стадии“ взят мной в ковычки, поскольку процессы характеризующие их как мы увидим ниже, в значительной своей части протекают одновременно.

Рассмотрение этого вопроса для нашего случая является тем более интересным, что в учении о рудных месторождениях в настоящий момент имеются два противоположных взгляда по данному вопросу. Одни считают, что эманационная деятельность интрузии происходит одновременно с магматическими процессами. Этого взгляда придерживается П. Ниггли, хотя последняя его работа не выдержана с этой точки зрения, поскольку он выделяет три стадии: ортомагматическую, пирометасоматическую и гидротермальную.. Наиболее отчетливо эта точка зрения выражена в известном труде А. Е. Ферсмана (46, 23), где на ряде диаграмм эманационные процессы изображены параллельно с магматическими. Эта же точка зрения проведена в курсе рудных месторождений М. А. Усова (45). Противоположный взгляд высказан Сперром, который все процессы рудообразования об'ясняет кристаллизацией так называемой рудной магмы, получающейся в результате дифференциации силикатовой магмы.

На основании наших данных можно сказать, что три различных по характеру процесса минералообразования, выделяемые П. Ниггли, не являются стадиями в полном смысле этого слова, а представляют собой три сосуществующие фазы деятельности интрузии. В нашем случае первая магматическая „стадия", является наиболее продолжительной. В эту стадию во времени укладывается полностью вторая стадия пирометасоматическая, выражающаяся в образовании скарнов и роговиков, поскольку эти производные секутся пегматитовой магмой. Лишь образование сульфидов и связанных с ними низкотемпературных минералов, характеризующих гидротермальные процессы, наложилось на эту дайковую формацию. Все описанные процессы могут быть представлены в виде схемы, при рассмотрении которой видно, что последовательность процессов минерализации подтверждает точку зрения А. Е. Ферсмана

Схема № 5
последовательности процессов минерализации.

Интрузивные породы / Процессы минерализации	Диориты	Возможное деформационное несогласие	Адамеллиты	Слабо выраженное деформационное несогласие	Граниты	Отчетливо выраженное деформационное несогласие	Дайки аплито-пегматитов и диабазофиритов.
Стадия ороговикования.					?		
Стадия скарнирования.			?				?
Стадия отложения сульфидов. (Гидротермальная)					?		

3. Состав эманаций

Эманационная деятельность интрузии разделяется на три крупных периода, из которых наиболее ранний связан преимущественно с перекристаллизацией боковых пород и образованием роговиков, следующий наиболее мощный выразился в образовании скарнов и рудных тел и последний—в образовании сульфидных жил.

При процессе ороговикования вследствие отдачи тепла боковым породам температура краевых частей интрузии резко понизилась, что вызвало выделение летучих в боковые породы. Очевидно, в этот момент мы имели максимальный прогрев пород континента и рассеяние вещества на всем протяжении контактового пояса. Этот процесс выразился в образовании зерен магнетита, биотита и темно-зеленой роговой обманки. Образование

биотита указывает на привнос магния. Образование роговой обманки в условиях полевошпатовых пород указывает на привнос FeO и OH и выщелачивание Al_2O_3 и SiO_2, а в условиях известковистых пород на привнос (Fe,Mg) O, OH, Al_2O_3 SiO_2. Образование скарновых минералов в роговиках, вероятно, соответствует по времени процессу скарнирования и рудообразования, который происходил не по всему контакту, а лишь в некоторых его участках, наиболее благоприятных для проникновения эманаций. Последовательность отложения минералов, как видно из характеристики скарнов и руд описанных выше месторождений, в общем виде такова. Вначале выделился гранат, который еще до конца своего отложения сменился магнетитом и пироксеном.

Затем после значительного раздробления пород и ин'екции пегматитов пошло отложение сульфидов, сопровождавшихся образованием эпидота, амезита, кварца, карбонатов и хлорита. Образование граната происходит как в условиях полевошпатовых пород, так и в условиях известняков. В условиях полевошпатовых пород образование гранатов происходило при привносе CaO, FeO и TeO_3 и удалении $(K, Na)_2O$ и SiO_2. В условиях же известняков образование граната идет при привносе железа, алюминия и кремнекислоты.

Итак, понижение температуры эманаций привело к образованию безжелезистых слабоокрашенных алюмосиликатов и выпадению железа в виде свободных окислов (магнетита).

Этот процесс и привел к образованию месторождений. Частью одновременно с образованием магнетита, частью позже его начинается отложение бесцветного в шлифе пироксена, который судя по оторочке, которую он дает вокруг зерен и скоплений магнетита среди кварца, образуется под влиянием кремнекислоты на магнетит. В известняках образование пироксена происходит при отложении Mg, Fe, Al и Si_1O_2 и поглощении CO_2 и кислорода.

Таким образом, на данном этапе эманации имеют закисный характер и охотно поглощают углекислоту и кислород. Интересно с этой точки зрения образование пироксена среди полевошпатовой массы альбитофиров и сиенито-аплитов, которое происходит с привносом магния, железа, кальция и удалением калия и натрия.

В месторождениях, образовавшихся вдали от интрузива, например в м-ниях Таштагольском и Кочуринском, магнетит граничит с кварцем и карбонатами, не образуя алюмосиликатовых соединений, тогда как в Шерегешевском месторождении, образовавшемся вблизи интрузива, наблюдается значительное количество пироксена, который охотно располагается по границе кварца и магнетита. Очевидно в первом случае температура была ниже и пироксен не мог образоваться, тогда как во втором случае мы имеем более низкие горизонты в более высокой температурой, где кварц и карбонаты реагировали с ранее отложившимся магнетитом и образовывали пироксен.

Образование роговой обманки обычно связывается с отложением кальцита, поскольку роговая обманка дает оторочку вокруг карбонатовых участков среди граната. При этом роговая обманка получается не как минерал реакции, но как самостоятельный скарновый минерал, выделившийся из эманаций.

После этого появляется эпидот, как первый гидротермальный минерал. Среди полевошпатовых пород реакция идет с привносом H_2O, CaO, Al_2O_3 и Fe_2O_3 и с выщелачиванием Na_2O. В известняках эпидот обычно не встречается, т. к. на данной ступени кремнекислота уже не в состоянии образовывать алюмо-силикаты.

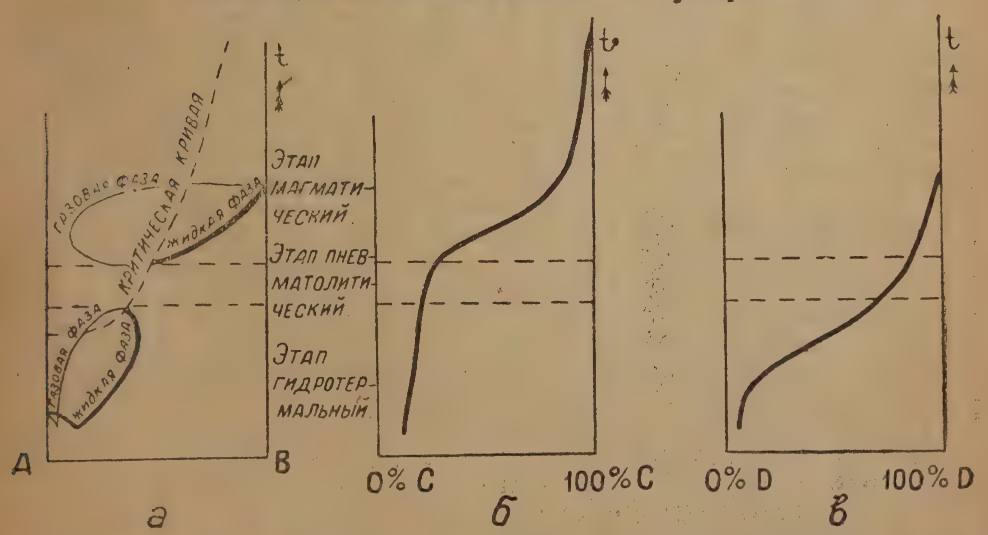
Образование серицита идет с привносом воды и алюминия и с выщелачиванием кремнезема и окиси калия и натрия.

На основании приведенных выше рассуждений можно сделать следующие выводы о составе эманаций в различные моменты эманационной деятельности.

Состав эманаций изменяется во времени в связи с понижением температуры. При этом один и тот-же элемент отлагается в несколько приемов. В наиболее ранний период, соответствующий образованию роговиков, в составе эманаций находились в избытке и выпадали, образуя алюмосиликаты, FeO и OH. Кремнекислота и $Al_2 O_3$ в этот момент содержались в эманациях в количествах, недостаточных для насыщения их и поэтому интенсивно поглощались. В начале скарнирования выпадают CaO, FeO, $(FeAl)_2O_3$ и реже SiO_2 которые идут на образование высокотемпературных силикатов. Свободные же окислы железа в этот момент интенсивно поглощаются эманациями. Затем в момент образования пироксена из эманаций выпадают $(Ca_1 M_2 Fe)O$; $(Fe, Al)_2 O_3$ и $Si O_2$ и поглощаются $(K, Na)_2$ A, CO_2 и O. Позже при образовании эпидота отлагаются $(Fe Al)_2O_3$ CaO и H_2O и выщелачивается Na_2O.

Вместе с образованием минералов, содержащих в своем составе водород, начинается отложение сульфидов. Основываясь на том, что пегматитовая фаза сечет уже сформировавшиеся рудные тела, нужно думать, что большая часть железа вынесена эманациями до образования пегматитовой фазы. Сравнивая последовательность выделения эманаций из магмы с процессами, происходящими в ней, мы видим, что смесимость магмы с эманациями, отлагающими железо в виде окислов, сильно изменяется в пределах температур от начальной точки кристаллизации магмы до пегматитовой точки, смесимость же магмы с эманациями, отлагающими сульфидные соединения тела, а равно и сульфидные соединения других тяжелых металлов: меди, цинка и свинца понижаться в более поздний период жизни магматического очага в связи с выделением пегматитовой фазы. Это положение применительно к диаграмме Фогта выразится в виде кривых, изображенных на прилагаемой ниже диаграмме.

Сравнительная диаграмма последовательности выделения эманаций выносящих из магмы магнетит и сульфиды.



а) Температурно-концентрационная диаграмма Vogt—Niggli. A—летучий компонент, B—силикат.

б) Кривая выделения окислов железа (C) из силикатового расплава. Количество магнетита, содержащееся в магме, принято за 100%.

в) Кривая выделения сульфидов Д. Количество сульфидов содержащееся в магме, принято за 100%.

Окислы железа и сульфиды, усвоенные из боковых пород, на диаграмме не приняты во внимание.

Внутри этого этапа могут сосуществовать и, как видно из рассмотрения рудообразующих процессов (см. схему последовательности рудообразующих процессов; сосуществуют и пневматолитовая и гидротермальная фазы.

2. Поскольку в различных по составу породах континента отлагаются одни и те же минералы, нужно думать, что минеральный состав скарнов обусловлен, главным образом, температурой их отложения. Источником материала, необходимого для образования того или другого минерала, служили как эманации, так и боковые породы. При этом материал боковой породы в зависимости от состава вновь отлагающегося минерала или шел на формирование его или растворялся и уносился эманациями.

3. Во всех трех стадиях эманационного процесса образование минералов идет двумя способами. Некоторые минералы отлагаются непосредственно из эманаций, а некоторые образуются в процессе реакций. При этом один и тот-же минерал внутри одной и той-же стадии может образовываться обоими способами.

4. Миграция железа

На основании описанных выше форм проявления железистых соединений, можно сделать следующие выводы о жизни этого элемента. В пассивной толще железо содержится в значительных количествах во всех породах, за исключением известняков. Здесь мы наблюдаем как окислы железа, представленные, главным образом, магнетитом, входящим в эффузивные породы и сиенит-аплиты в качестве акцессорных примесей, так и алюмосиликаты, представленные роговой обманкой, пироксеном и хлоритом. Эпидот, сульфиды и сидерит в данном случае не могут быть приняты во внимание, так как они образовались позже всех остальных минералов и могут быть продуктом эманационной деятельности интрузии. Все эти соединения находились в рассеянном состоянии. В рассеянном же состоянии мы наблюдали железо и в краевой части интрузии и в роговиках, где они находятся, главным образом, в виде магнетита и в незначительной части, как составная часть, в темноцветных компонентах, представленных роговой обманкой и биотитом. Поскольку в роговиках количество железа, как видно под микроскопом, повышается по сравнению с породами пассивной толщи, то нужно думать, что значительная часть железа в роговиках является привнесенной. Таким образом,к моменту максимального развития метасоматических процессов, которые происходили в главной своей части после образования роговиков, железо находилось во всех породах, образовавшихся к этому времени, но везде оно было в рассеянном состоянии, причем значительная часть его была ввиде свободных окислов. В начале процесса скарнирования высокотемпературные эманации были, очевидно, обогащены железом; это естественно, поскольку одновалентные и двухвалентные металлы, являющиеся более интенсивными реагентами, были в алюмосиликатовых соединениях, а железо в значительной массе—в виде свободных окислов.

Но несмотря на насыщенность, высокая температура этих эманационных струй приводила к тому, что эманации не отлагали железа. Наоборот, возле скарнированных участков и прожилок граната в роговиках наблюдается просветление породы, получающееся вследствие разрушения темноцветных—биотита и железистой роговой обманки и поглощения окислов железа. В этот момент эманации, очевидно, обогащались железом, поглощая его из боковых пород. Выделение железа в эту начальную, наиболее высокотемпературную стадию скарнирования шло не иначе, как в виде образования высокотемпературных алюмосиликатов—темнозеленой роговой обманки

и граната. При понижении температуры одновременно с отложением граната начинает выделяться и магнетит в виде включений, располагающихся в гранате параллельно кристаллографическим ограничениям. В более позднюю стадию мы наблюдаем выделение чистого магнетита и связанных с ним слабо окрашенных безжелезистых граната, пироксена и роговой обманки, которые в связи с понижением температуры уже не могли усваивать значительных количеств железа. Весьма интересны в этом отношении наблюдения в шлифах с темноцветной роговой обманкой и биотитом, где видно выделение тонких включений магнетита параллельно плоскостям спайности указанных минералов. Образовавшаяся при этом структура является эмульсионной структуры распада и может считаться эвтектической структурой, характеризующей различную предельную смесимость окислов железа с алюмосиликатами.

Выделение магнетита в условиях более удаленных от интрузива сопровождается выпадением чистой, не вступающей в реакцию кремнекислоты и карбонатов, как это видно в рудах Таштагольского и Кочуринского месторождений.

К этому времени эманации носили окисный характер, и поэтому подчас вместе с магнетитом отлагался гематит, который давал неправильные участки среди магнетита или идиоморфные кристаллы среди кварца.

Позднее магнетит уже отложившийся частично подвергся коррозии со стороны эманаций, несущих карбонаты, как это можно видеть в Таштагольских рудах (таб. II ф. 5). Впрочем, коррозия магнетита в еще более позднюю стадию при понижении температуры карбонатовых струй прекращается и происходит выделение магнетита из этих уже низкотемпературных эманаций, несущих карбонаты кальция и железа и представляющих собой обычные водные растворы. В самую позднюю стадию эманационной деятельности мы видим отложение железосодержащих карбонатов.

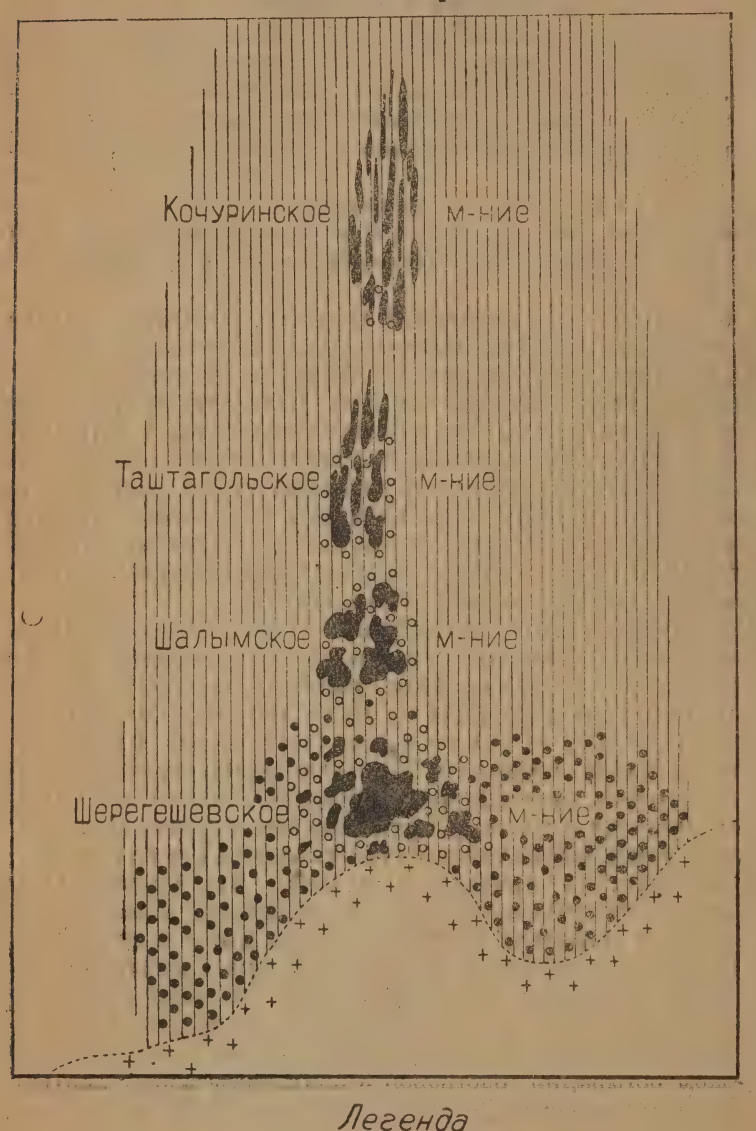
Температура выделения магнетита эманациями весьма различна. Если в условиях Шерегешевского месторождения магнетит выделялся вместе с высокотемпературными силикатами: гранатом, роговой обманкой и пироксеном, то в условиях Таштагола и Кочуры он выделялся немного раньше кварца и карбонатов и даже иногда вместе с ним (табл. III, ф. 5). Характер и агрегативное состояние эманаций, отлагавших магнетит, как это было показано при рассмотрении эманационных процессов, также различны. Поскольку отложение магнетита связано с процессом скарнирования и сопровождается отложением таких высокотемпературных минералов, как гранат, пироксен и роговая обманка, то приходится думать, что значительная часть магнетита отложилась из эманаций, имевших флюидное газообразное состояние. Температура этих эманаций, очевидно, была выше критической температуры воды. С другой стороны, есть все основания говорить об отложении некоторой части магнетита из гидротермальных растворов. Так, в рудах Шалымского месторождения удалось наблюдать шестоватые разности магнетита, отложившиеся, вероятно, из коллоидальных растворов, получившихся при резком остывании растворов и появлении массы центров кристаллизации, каковое обстоятельство способствует образованию коллоидов.

5. Об'яснение морфологических особенностей месторождений

Месторождения Кондомской группы, относясь к одному генетическому типу и связываясь генетически с одной интрузией, по форме рудных тел, составу руды и характеру изменения боковых пород существенно отличаются друг от друга. При разборе процессов минералообразования мы видели, что эти процессы протекали различно в каждом из месторождений и определялись существенно физико-химическими, в первую очередь температур-

ными, условиями, которые существовали в данной точке. Состав боковых пород в большинстве случаев мало влиял на характер получающихся образований. Условия давления, как мы увидим ниже, также слабо отражены в характере отдельных месторождений.

Генетическая схема железорудных месторождений Кондомского района.



Чертеж XV.

Основным ведущим фактором мы должны, таким образом, признать изменение температурных условий, определявшихся расстоянием от интрузии. Как показано на геологической карте (чертеж 1). Шерегешевское месторождение находится вблизи интрузии, в пределах ее контактового ореола сложенного роговиками. Шалымское месторождение расположено на большем расстоянии от интрузии, нежели Шерегешевское месторождение. Еще дальше от интрузии находятся Таштагольское и, наконец, Кочуринское месторождения, которые образовались за пределами контактового ореола. Отсюда становится понятной неправильная форма рудных тел Шерегешевского и Шалымского месторождений, где эманации производили интенсивное замещение боковых пород во всех направлениях, поскольку эти породы были интенсивно разогреты. Проникновение эманаций в боковые породы на значительное расстояние от подводящих путей обусловило образование много-

численных, рудных тел неправильной формы, рассеянных среди широкого рудоносного поля. Наличие достаточно высокой температуры обусловило образование большого количества алюмосиликатов, дающих скарны и разубоживающих руду. Вследствие этого руды Шерегешевского и Шалымского месторождений сильно разубожены и процентное содержание железа в рудах этих месторождений в общем значительно ниже, нежели в рудах Таштагольского и Кочуринского месторождений. Форма рудных тел Таштагольского месторождения значительно более правильна, как это видно на разведочном плане и разрезах. Эта правильность формы об'ясняется тем, что здесь эманации могли попадать на данный удаленный от интрузии горизонт лишь по более или менее резко выраженным трещинам, в которых и отлагалась руда. Поскольку проникновение эманаций в боковые породы метасоматическим путем было ограничено, то форма тел здесь более правильна и количество нерудных незначительно. Наряду с правильной формой рудных тел заметно повышается процентное содержание железа, поскольку отложение магнетита не сопровождалось таким интенсивным скарнообразованием, разубоживающим руду, как мы видели на примере Шерегешевского и Шалымского месторождений. Руды Таштагола разубожены лишь кварцем и кальцитом, которые отложились в жеодообразных пустотах среди магнетита при понижении температуры. Форма рудных тел Кочуринского месторождения является наиболее правильной, особенно в тех рудных телах, которые не сопровождаются скарнообразованием. Здесь эманации устремились по сланцеватости пород и дали целую серию сравнительно мелких рудных тел, располагающихся в большинстве случаев параллельно сланцеватости, как это показано на плане и разрезах и имеющих первично полосчатое строение, унаследованное от структуры континента.

Характер изменения вмещающих пород также разнообразен и также об'ясним различием физико-химических условий образования месторождений. В пределах Шерегешевского месторождения наблюдается большое количество скарнов, состоящих из граната, пироксена и роговой обманки, поскольку окислы металлов и кремнекислоты встречали здесь достаточную температуру для образования перечисленных минералов. В скарнах Шалымского месторождения гранатовые скарны пользуются меньшим распространением; большая часть пород подвергалась лишь эпидотизации, хлоритизации и карбонатизации. Возле рудных тел Таштагольского месторождения скарны еще менее развиты, так как эманации вследствие пониженной температуры пород континента здесь не могли вступать в реакцию с ними и образовывать скарновые высокотемпературные алюмосиликаты. Для Таштагола также, как и для Кочуринского м-ния, характерно выделение кварца и карбонатов. Из алюмосиликатов заметным распространением пользуется эпидот, хлорит, и серицит. Таким образом, Таштагольское месторождение и в особенности Кочуринское представляют собой переход от типичных контактово-метасоматических к собственно метасоматическим, характеризующимся и более правильной формой тел и слабым развитием или совершенным отсутствием высокотемпературных скарновых минералов.

Состав рудных минералов также сильно изменчив в различных месторождениях. Шерегешевское и Шалымское месторождения обладают большим количеством сульфидов, нежели Таштагол и Кочура, причем в рудах Шалымского месторождения наибольшим распространением пользуется пирит, а в Шерегешевских наряду с пиритом встречается значительное количество пирротина, халькопирита и цинковой обманки. Такое распределение рудных минералов на первый взгляд кажется необыкновенным и трудно об'яснимым. На самом деле, согласно установленного Эммонсом понятия о зональном распределении рудных минералов, мы привыкли себе представлять, что в наиболее близких к интрузии участках отложатся наиболее

высокотемпературные, а в удаленных от интрузива частях низкотемпературные минералы. Поскольку магнетит является более высокотемпературным, а сульфиды более низкотемпературными, то следовательно в нашем случае мы имеем пример обратной зональности, наличие которой в целом ряде районов отмечено также тем же Эммонсом (54).

Об'яснение этого явления обратной зональности по мнению автора лежит в резких гипабиссальных условиях и в различных моментах времени выделения из магмы высокотемпературных и низкотемпературных эманаций. Если мы сравним условия остывания интрузии абиссальной и гипабиссальной фаций то мы можем сделать два вывода. Во первых, остывание магмы в абиссальных условиях пойдет значительно медленнее, поскольку температура континента является более высокой и поскольку отдача теплоты будет проходить через мощный слой породы. При этом чем больше глубина залегания рудоносного интрузива, тем медленнее остывание. В условиях же гипабиссальных естественно отдача теплоты происходит быстрее. Во вторых, остывание в абиссальных условиях будет итти более равномерно по всему интрузивному телу, в то время как в гипабиссальных условиях интрузив будет остывать быстро, особенно в краевых частях. Таким образом, в одной и той же зоне гипобиссальной интрузии температура будет понижаться и чем меньше глубина залегания интрузива, тем быстрее пойдет процесс остывания. Поэтому для рудных интрузивов абиссальной фации характерна нормальная резко выраженная в формациях и разделенная в пространстве зональность, в то время как в условиях гипабиссальной фации зональность часто маскируется наложением различно-температурных формаций, отлагающихся на одном и том же горизонте. Это положение достаточно полно и эффективно разработано М. А. Усовым в его „Курсе рудных месторождений“ (45). Продолжая эту мысль, мы можем себе представить, что в резко гипабиссальных условиях остывание интрузива на глубину идет настолько интенсивно, что более поздние низкотемпературные эманации уже не в состоянии достичь тех горизонтов, на которых отложились высокотемпературные минералы ранней стадии минерализации, и в более гипсометрически низких горизонтах вблизи интрузии более поздние минералы налагаются на предыдущие высокотемпературные формации. Такое положение проявляется довольно часто. Так, если мы обратимся к соседнему Тельбесскому железорудному району, то увидим, что в руднике Темир-Тау, залегающем внутри интрузива, наблюдается значительное количество сульфидов, тогда как руды Тельбесского месторождения, залегающего в породах континента, бедны сульфидами. Поскольку контактовые месторождения в большинстве своем связаны с гипабиссальными интрузиями, это положение понятно, но и среди жильных месторождений, судя по данным Эммонса (54), обратная зональность в распределении металлов наблюдается довольно часто. При этом в жильных месторождениях обратная зональность характеризует месторождения и рудоносные районы, связанные в своем большинстве с гипабиссальными интрузиями, как это удается уловить в описаниях Эммонса.

В нашем случае совершенно отчетливо видно, что наиболее высокотемпературные эманации, вынесшие магнетит, выделились из интрузива раньше низкотемпературных струй, привнесших сульфиды. Столь же отчетливо устанавливается, что высокотемпературные образования отложились и на достаточно высоких гипсометрических горизонтах, в местах удаленных от интрузива. Так, в Таштагольском и Кочуринском месторождениях в составе руд преобладает магнетит, сульфиды же содержатся в незначительном количестве и встречаются, главным образом, в виде жилок, секущих руду. В Шалымском месторождении, расположенном ближе к интрузиву, появляется значительное количество пирита, а в Шерегешевском месторождении, наиболее близком к интрузиву, на горизонте дневной поверхности в рудах

на ряду с магнетитом и пиритом содержится значительное количество пирротина и халькопирита. Здесь же встречается цинковая обманка, количество которой на глубине 300-350 м. сильно возрастает.

Таким образом, согласно принятой установки, и в рудах Таштагола возможно появление сульфидов на более глубоких горизонтах. Но по сравнению с условиями залегания Шерегешевского месторождения нужно думать, что это может случиться на глубине порядка 1,5-2 км под современной поверхностью, каковой глубины рудные тела могут не достичь. Хотя мы и приняли, что Кочуринское месторождение занимает более высокое гипсометрическое положение, и Таштогол, Шалым и Шерегеш последовательно все более и более низкие стратиграфические положения, все-же нельзя думать, что в каждом отдельном случае все эти намеченные разновидности месторождений будут повторяться. Наоборот, каждое месторождение отлагалось в определенных температурных рамках, которые вообще для всех точек выделения магнетита были более или менее близкими поскольку магнетиты различных месторождений слабо отличаются друг от друга. Поэтому нужно думать, что температурные условия определяли для каждого месторождения гипсометрические границы, в пределах которых и образовалось данное месторождение. Не ниже, ни выше железо не могло отлагаться поскольку не было для этого благоприятных условий.

V. ВЫВОДЫ

Основные положения, которые вытекают из настоящей работы, могут быть разбиты на две группы: А) положения, касающиеся геологического строения района, и Б) положения, касающиеся генезиса рудных месторождений.

А) Положения первой группы могут быть сформулированы следующим образом.

1. Все месторождения залегают внутри кембрийской формации, в состав которой входят известняки, сланцы, песчаники, основные эффузивы, кислые эффузивы и их туфы. Все эти образования неоднократно перемежаются между собой, но тем не менее на основании условий залегания первые можно считать нижними горизонтами, а последние верхними. Кроме того, необходимо отметить невыдержанность состава этой толщи в различных участках; так, в южной части преобладают осадочные образования и основные эффузивы и в северной—кислые эффузивы и их туфы. В центральной части района, сложенной почти исключительно кислыми эффузивами, встречаются кристаллические порфиры.

2. Широко распространенные кислые эффузивы являются нормальным членом кембрийской толщи, поскольку они наравне с нею испытали и дислокационный и контактовый метаморфизм и дают туфовые образования, переслаивающиеся с нормальными осадочными образованиями этой толщи. Приуроченность эффузивов к одному участку района, центром которого является гора Татуя, заставляет думать что последняя представляет собой центр деятельности кембрийского вулкана. Это же положение подтверждается многочисленными находками кристаллических порфиров в районе этой горы. Таким образом, относить кислые эффузивы к девонскому возрасту, связывать их с кислой интрузией, как это было сделано предыдущими исследователями, нет никаких оснований. Точно также нет ни оснований, ни надобности выделять особую альбитофировую формацию.

3. Интрузия сиенитовой магмы, считавшаяся раньше дифференциатом девонской гранитной интрузии, является более древней, поскольку она испытала значительный, хотя и меньший, нежели кембрийская толща, динамометаморфизм и подверглась интенсивному контактовому метаморфизму со

стороны гранитной интрузии. Возраст сиенитовой интрузии не моложе таконийского, поскольку породы ее подверглись интенсивной рассланцевке.

4. Возраст гранитной интрузии должен быть определен как нижне или среднедевонский, аналогично интрузии соседнего Тельбесского района. Прочие интрузивные и дайковые породы, как то: троньемиты, адамеллиты, пегматиты и диабазофириты, являются производными и дифференциатами гранитной магмы, при чем троньемиты представляют собой краевую оторочку, а граниты и адамеллиты слагают главную массу интрузии, пегматиты же и диабазофириты представляют собой дайковые образования.

Б. Положения, касающиеся генезиса месторождений таковы:

1. Все месторождения Кондомского железорудного района генетически связаны с гранитной интрузией, а не с сиенитовой, как считали все предыдущие исследователи. Это положение совершенно определенно вытекает из того, что ни в одном месторождении нам не удалось наблюдать сколько либо заметного контактового метаморфизма руды и скарнов, которому они должны были бы подвергнуться, если бы были связаны с более древней интрузией. Наоборот, скарнирование роговиков и ороговикованных пород наблюдается довольно часто.

2. Эманационные процессы интрузии распадаются на три стадии: стадию ороговикования, стадию скарнирования и стадию образования жил, сложенных низкотемпературными гидротермальными минералами. Наиболее ранней является стадия ороговикования, на которую налагается стадия скарнирования, производя изменение ороговикованных пород. Эпоха ороговикования вероятнее всего совпадает с временем остывания адамеллита. Скарнирование, очевидно, связано с раскристаллизацией гранитной магмы, поскольку остаточные пегматитовые расплавы в виде даек секут рудные тела и скарны Шерегешевского месторождения. Образование сульфидов является последним завершающим процессом в эманационной деятельности интрузии. Он привел к выполнению многочисленных трещин, возникших к этому времени, низкотемпературными минералами: эпидотом, кварцем, гематитом, сульфидами, хлоритом и карбонатами. Два последние процесса состоят из нескольких стадий, но в основном для первого характерно образование высокотемпературных минералов, отложившихся, вероятнее всего, из газовой фазы, в то время для второго процесса характерно образование низкотемпературных минералов, отложившихся из гидротермальных растворов. Это положение подтверждается и рассмотрением структур скарновых и жильных образований.

3. Состав эманаций в различные моменты различен. Эманации наиболее раннего периода, как это легко устанавливается при рассмотрении химических процессов, производимых ими, поглощают железо, магний и кальций, а затем начинают их отлагать, поглощая CO_2 KuNa. Более поздние эманации поглощают K, Na и отлагают сульфиды, карбонаты и минералы, содержащие воду. При этом вначале эманации имели восстановительный характер, а позже—окислительный. Железо мигрировало под влиянием эманационной деятельности интрузии. Оно было растворено высокотемпературными эманациями, которые обогащались железом, находившимся в рассеянном состоянии и в интрузиве и в боковых породах, и отложено на более низкотемпературных горизонтах, на путях прохождения эманации. Вначале оно отлагалось в виде железистых аллюмосиликатов, позже в виде магнетита, гематита, сульфидов и, наконец, карбонатов.

4. Морфологические особенности месторождений зависят от геологических условий их образования, среди которых основным ведущим фактором являются температурные условия, определяющиеся расстоянием месторождения от интрузивного тела. Так, форма рудных тел месторождений, образовавшихся вблизи интрузива в условиях максимального прогрева бо-

ковых пород, является весьма неправильной, в то время как для месторождений, образовавшихся вдали от интрузива, характерна правильная линзовидная форма тел. Очевидно, в первом случае эманации свободно проникали во всех направлениях, а во втором случае лишь по некоторым направлениям, обусловленным тектонической структурой континента.

Состав скарновых минералов также различен. В месторождениях, расположенных вблизи интрузии, в составе скарнов и руд преобладают высокотемпературные минералы: гранат, пироксен и роговая обманка и, наоборот, в месторождениях, удаленных от интрузива, высокотемпературные скарновые образования пользуются незначительным развитием, а наиболее обычным минералом среди руд и измененных пород являются эпидот, карбонаты, серицит и кварц.

Затем характерной особенностью месторождений является зональное расположение рудных минералов, в порядке обратном обычному. Так, в рудах Таштагольского и Кочуринского месторождений преобладает магнетит, в рудах Шалымского месторождения появляется значительное количество пирита, а в рудах Шерегешевского месторождения, наиболее близкого к интрузивному телу, появляется значительное количество пирротина, халькопирита и цинковой обманки, при чем количество последней с глубиной увеличивается. Это явление обратной зональности вызывается тем, что высокотемпературные эманации, выделившиеся первыми, действовали во время максимального прогрева пород и уходили на большие расстояния, в то время как более поздние низкотемпературные эманации выделялись из интрузива во время глубоко прошедшего остывания и отложились на более глубоких горизонтах.

5. Наконец, необходимо отметить, что руды всех месторождений на дневной поверхности подверглись процессам окисления, которые выразились в образовании лимонита, пиролюзита, мартитового гематита и незначительного количества вторичных сульфидов. Образование лимонита и сульфидов наиболее развито в пределах Шерегешевского и Шалымского месторождений, в то время как руды Таштагола и Кочуры подверглись интенсивной мартитизации, которая здесь, вероятнее всего, сохранилась от предыдущей эпохи, поскольку в пределах первых двух месторождений, где современные эрозионные процессы наиболее интенсивны, мартитизация почти отсутствует.

VI. СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. O. Andersen — The genesis of Some Types of Feldspors from granite Pegmatites — Norsk geologisk Tidskrift T. X, h. 1—2, Oslo, 1928 г.

2. Ю. А. Асанов, Н. А. Батов — Таштагольское железорудное месторождение (отчет). Рукопись 1932 г.

3. Асанов, Ю. А. и Батов, Н. А. — Таштагольское железорудное месторождение. Сборник „Минерально-сырьевая база Кузнецкого Металлургического Комбината“ Томск, 1933 г.

4. Бастин, Э., Грейтон, Л., Линдгрен, В., Ньюхауз, В., Швартц, Г. и Шарт М. — Критерии возрастных соотношений минералов по наблюдению в поляризованном свете. Перевод под редакцией Ф. Н. Шахова. 1934 г.

5. Батов, Н. А. — Кондомская группа железорудных месторождений. Сборник „Минерально-сырьевая база Кузнецкого Металлургического Комбината“. Томск, 1933 г.

6. Батов, Н. А. — Геологическое описание Горной Шории. Южно-Антрововский планшет $\frac{52^\circ 30 - 52^\circ 45' \text{ с ш}}{87^\circ 00 - 87^\circ 30' \text{ в д.}}$ от Гринвича (рукопись).

7. Болгов, Г. П. — Геологическое описание Горной Шории. Северо-Кечинский планшет $\frac{52^\circ 45' - 53^\circ \text{ с ш}}{88^\circ - 83^\circ 30' \text{ в д.}}$ от Гринвича. (рукопись)

8. Болгов, Г. П. и Сивов, А. Г. — Новые данные по стратиграфии древнего палеозоя Юго-Западного склона Кузнецкого Алатау. Проблемы Советской геологии, 1933 г.

9. Васильев, А. А. — Местная рудная база черной металлургии Западно-Сибирского края. Разв. Недр, № 20, 1933 г.

9а. Васильев, А. А. — Железные руды Западной Сибири. Сборник — „Полезные ископаемые Западной Сибири. Т. 1 Н.-Сибирск 1934.

10. Вертель, В. Д. — Геологическое описание Горной Шории. Южно-Кеченский планшет $\frac{52^\circ 30 - 52^\circ 45' \text{ с ш}}{88^\circ - 88^\circ 30 \text{ в д.}}$ от Гринвича. (рукопись)

11. Гельмгакер — Beitrage ur Kenntnisder Secundäre goldlagerstätten. Berg—Huettenmannische Zeitung. 1891 г. №№ 7, 9, 20, 26, 30, 40, 41, 46, 49, 52; 1892 г. № 2. (Извлечение из работы Гельмгакера, сделанное Зайцевым „К вопросу о вторичных месторождениях золота“ Вестник Золотопромышленности. 1892 г. №№ 3—4, 7, 11, 14—15).

12. Горный Журнал за 1839 г., ч. II, № 6, стр. 489—494.

13. Григорьев, И. Ф. — Структуры минеральных срастаний. — Зап. Росс. Мин. Об-ва, 2-я серия, 57, в. 1.

14. Грубенман и Ниггли. — Метаморфизм горных пород. Перевод, 1933.

15. Hermann, B. F.—Beiträge zur Physik, Oekonomie Mineralogie, Cheunte, Technologie und zur Statistik besondere der Russischen und angrenz en den Länder Bd III, Berlin 1788.

16. Hickok, W. O. The Deposits of Cornwoll, Pennsylvania. — Ec. Geol. 1933 г., № 3, p. 193.

17. Зайцев, А. Л. — К вопросу о коренных месторождениях золота в системе р. Кондомы. Томск, 1903 г.

18. Киселев, И. А. — Шерегешевское железорудное месторождение. Сборник „Минерально-сырьевая база Кузнецкого Металлургического Комбината“. Томск, 1933 г.

19. Киселев, И. А. — Шерегешевское железорудное месторождение (отчет). Рукопись.

20. Колони, Р. И.—Последовательность в образовании рудных минералов.—Перевод под ред. проф. Ф. Н. Шахова. Гос. Научн. Техн. Горно-Геол. Неф. Изд. 1934 г.

21. Кузьмин, А. М. — Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна.—Изв. СОГК т. VII, в 2, 1928.

22. Кузьмин, А. М. Геологический обзор Горной Шории района Сталинского завода. Сборник „Минерально-сырьевая база Кузнецкого Металлургического Комбината“. Томск, 1933 г.

23. Кузнецов, Ю. А. — Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения. — Изв. СОГК т. VII, в. 3, 1920.

24. Кузнецов, Ю. А. — Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. — Вестник Зап. Сиб. ГРТ, в. 4, Томск, 1932.

25. Кузнецов, Ю. А — О стратиграфии палеозоя Горной Шории.—Вестник ЗСГРТ, в. 5 1933 г.

26. Кюз, А. К. — Краткий геологический отчет об исследованиях 1931 г. в верхнем течении р. Кондомы и ее притоков, расположенных $\frac{52°30-52°45' \text{ с. ш.}}{87°30-80° \text{ в. д.}}$ от Гринвича, Томск, 1932 (рукопись).

27. Лебедев, П. И. Железорудные месторождения Горной Шории в связи с геохимическими исследованиями Кузнецкого Алатау. Академия Наук СССР. Труды июньской сессии 1932 г. Проблемы Урало-Кузбасского Комбината. т. II, Ленинград, 1933 г.

28. Ниггли, П. — Генетическая классификация магматических рудных месторождений. Геолразведиздат, 1933 г.

29. Ньюхауз, В. Г.—Микроскопические критерии замещения в непрозрачных рудных минералах. — Перевод под редакцией Ф. Н. Шахова. Гос. Научно-Технич. Горно-Геол. Нефтян. Изд. 1934 г.

30. Обручев, В. А. — История геологического исследования Сибири. Период первый—обнимающий XVII и XVIII века. Ленинград, 1931 г.

31. Обручев, В. А. — История геологического исследования Сибири. Период второй (1801—1850 г.) Ленинград 1933 г.

32. Олышев, — Геологическое описание участка Кондомской поисковой партии.— Горн. Журнал., 1838 г. II ч., № 5, стр. 176—184.

33 Поленов, Б. К. — Геологическое описание западной половины 15 го листа IX ряда десятиверстной карты Томской губернии. (Лист Ажинка и Томский Завод)--Тр. Геол. части кабинета, т. VIII, в. 2, 1915 г. Петроград.

34. Пятницкая, Т. В. — Геологическое описание Горной Шории. Северо-Спасский планшет $\frac{52°45-53° \text{ с. ш.}}{87°30-80° \text{ в. д.}}$ от Гринвича (рукопись).

35. Реутовский, В. С.—Полезные ископаемые Сибири. Петербург, 1905 г.

36. Rosenbusch. H., Elemente das Gesteinsleehre. 1930. (Русский перевод 1934 г.).

37. Свиридов, А. И. — Шалымское железорудное месторождение. — Сборник, „Минерально-сырьевая база Кузнецкого Металлургического комбината“. Томск, 1933 г.

38. Свиридов, А. И. — Шалымское железорудное месторождение (отчет) Рукопись 1933 г.

39. Спёрр. — Рудные магмы—Сборник „О рудной магме“ Гос. Научно-Техн. Горно-Геол. Нефт. Изд., 1933 г.

40. Тунин, Я. П. Кочуринское железорудное месторождение (отчет). Рукопись 1933 г.

41. Тунин, Я. П. — Кочуринское железорудное месторождение — Сборник „Минерально-сырьевая база Кузнецкого Металлургического Комбината“. Томск, 1933 г.

42. Тюменцев, К. Г. — Геологический очерк бассейна р. Кондомы в Ю. З. части Кузнецкого Алатау. — Изв. Зап. Сиб. ГРУ, 1931 г., т. XI.

43. Усов, М. А. — Тельбесский железорудный район. — Изв. СОГК, т. XI, вып. V, Томск, 1927 г.

44. Усов, М. А.—Фазы эффузивов. Томск, 1929 г.

45. Усов, М. А. — Курс рудных месторождений, Томск, 1933 г.

45-а. Усов, М. А — Итоги исследований геологии Западно-Сибирского края за первую пятилетку.—Вестник ЗСГРТ № 2, 1933 Томск.

46. Ферсман, А. Е. Пегматиты, т. I Ленинград 1932 г.

47. Филатов, К. С. —Тельбесский железорудный район. Мелкие месторождения района.—Изв. ЗСГРТУ, т. XI, в. 1, 1931 г. Томск.

48. Чураков, А. Н. — История развития наших представлений о строении Северо-Западной окраины „древнего темени Азии“. Изв. Г. К. 1927 г., т. 46, № 1.

49. Чураков, А. Н. — Современное состояние наших знаний о стратиграфии и тектонике древних отложений южной части Сибири.— Изв. Ак. Наук СССР. Отд. Мат. и Ест. Наук, 1931 г. № 1—4.

50. Чураков, А. Н. — Кузнецкий Алатау. История его геологического развития и геохимические эпохи. — Очерки по геологии Сибири. Изв. А. Н., 1932 г.

51. Шахов, Ф. Н. — Ассоциации рудных минералов в железорудных месторождениях Тельбесского района. — Изв. ЗСОГК, т. X, в 4, Томск, 1930 г.

52. Шахов, Ф. Н. Попов В. С. — Месторождения магнезиоферрита в районе Н.-Тунгусски (Рукопись) 1933 г.

53. Schneiderchöhn und Ramdohr P. Lehrbuch der Erzmikroskopie. B. II. Berlin 1933 г.

54. Эммонс, В.—Отношение металлоносных жильных систем к массивам изверженных горных пород. Перевод О. М. Каминского Гос. Н. Т. ГРИЗ, 1933 г.

SUMMARY

The Kondoma iron bearing area is situated some 180 km. south east of Kouznetzk (West Siberia) and implies four deposits: Shereguesh, Shalym, Tashtagol, and Kochura containing more than 100 millions tons of iron ores. The deposits were discovered in 1931 by geological parties which were charged to warrant for ores the Kouznetz Metallurgical work now being in operation.

The deposits are located within the Cambrian (?) series built of chloritic schists, limestones, albitophyres, porphyrites, and tuffs. This series is folded and invaded by a Syenite intrusion probably of the Salayr age; all rocks of the series as well as the syenite rock are intensively schisted due, probably, to the different phases of the Caledonian folding. Later, in Middle Devonian there occured a granitic intrusion. Its marginal parts are represented by granodiorites and adamellites which have metamorphosed along the contacts the Cambrian beds and syenite intrusion. The central part of the Devonian intrusion, which is responsible for iron ores, is represented by granites. The latest portion of the magma which cuts scarns and ore bodies, gives the aplite-pegmatites containing sulphides.

Thus, the intrusive processes in all were accompanied by the emanation activity which passed through three stages of mineralization (fig. 1). Within any stage the mineral succession, given on fig. 2, shows that at the beginning the high-temperature minerals were deposited, followed by the lower temperature ones. The formation of minerals did not depend on composition of enclosing rocks but was controlled by the temperature and pressure conditions and composition of emanations.

Exhalating from the magma, before the aplito-pegmatites were formed, the earlier emanation carried out iron, magnesium, alumina, and silica and deposited them as alumosilicates and magnetite. The emanations of the post-pegmatitic period carried out sulphides and carbonates resulting in formation of hydrotermal minerals. Thus, the emanations had transported and concentrated the iron and deposited it in the form of alumosilicates, oxides, sulphides, and carbonates, depending on the conditions prevailed.

Although all occurences belong to the type of the contact-metasomatic deposits, they differ greatly one from another in morphological respect owing to the varying conditions of their formation. The Shereguesh and Shalym deposits lying closely to the intrusive body, were formed where prevailed the conditions of maximal heating of lateral rocks and are characterized by the irregular form of the ore bodies and presence of a great deal of the high-temperature minerals; the Tashtagol and Kochura deposits, lying out of the contact aureole, have the more regular lens-like form and reveals a small development of scarns. It is evident, that in the first case the emanations impregnated freely the lateral rocks, and, in the second one they were confined to several directions controlled by the tectonic structure of the continent.

The ore minerals vary also in composition. The ore of Tashtagol and Kochura consists of nearly magnetite; the ore of Shalym reveals considerable amounts of pyrite; the ore of Shereguesh contains some pyrrhotite, chalcopyrite, and sphalerite. This may be explained by the suggestion that the deposits are to be connected with the intrusion of an hypabissal facies; the earlier high-temperature emanations given off during the time of maximal heating of lateral rocks, transported their dissolved content at a great distance; the later emanations, penetrating considerably cooled rocks, deposited minerals closely to the intrusion.

Outcropping on the surface the ores of all the deposits have been oxidized showing some martitization of magnetite as well as formation of limonite and small amounts of secondary sulphides.

Fig. 1—Schematic diagram
Showing the succession of the processes of the mineralization

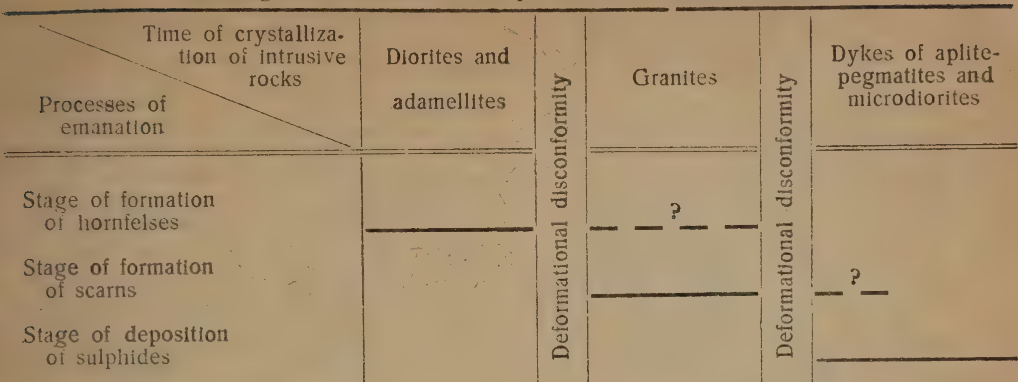


Fig. 2—Schematic diagram
Showing the succession of the mineralization

Minerals

I. Endogenic processes: 1. Contact matamorphism; Slightly expressed deformational disconformity; 2. Formation of Scarns; Well expressed deformational disconformity; 3. Formation of Sulphides

Continuous interruption of time

Exogenic processes: Oxydation.

Magnetite
Biotite
Hornblende
Garnet
Magnetite
Pyroxene
Actinolite
Epidote ?
Hematite
Quartz
Pyrite
Pyrrhotite
Chalcopyrite
Sphalerite
Tetraedrite
Galenite
Carbonates ?
Chlorite ?
Covellite
Limonite

VII. ОБ'ЯСНЕНИЕ ФОТОГРАФИЙ

Таблица I

Фот. 1. Структура ороговикованного сиенит-аплита. Крупные зерна—полевой шпат. Мелкозернистая масса—роговик, состоящий из полевого шпата, магнетита и биотита. Водораздел р. Тоинзы и кл. Шерегеш. Ув. 30, проходящий свет, х николи.

Фот. 2 Зерна пироксена (серые и светлосерые) в магнетите (черный). Шерегеш, скв. № 1, гл. 335 м. Ув. 110, проходящий свет, х николи.

Фот. 3. Идиоморфные зерна пироксена, сцементированные магнетитом. Шерегеш, скв. № 1, гл. 178 м. Ув. 59, проходящий свет, х николи.

Фот. 4. Прожилки и скопления пироксена (светлосерый) в магнетите (черный). Шерегеш, скв. № 1, гл. 335 м Ув. 33, проходящий свет; х николи.

Фот. 5. Магнетит (черный), замещающий промежуток между зернами граната (белый). Темносерая масса—хлорит. Шалым, эксп. шурф кв. № 1. Ув. 70. Проходящий свет.

Фот. 6. Увеличение крупности зерна магнетита (серый) возле сульфидов (белые) и нерудных (черные). Шалым, скв, № 1, гл. 92,14 м. Ув. 39, отраженный свет.

Таблица 2

Фот. 1. Неравномерное травление зерен магнетита конц. HCl. Шалым, ш. № 17. Ув. 44, отраженный свет.

Фот. 2. Шестоватый магнетит. Шалым тело В, кан. 20. Ув. 17, отраженный свет.

Фот. 3. Вростки магхемита светлосерого в магнетите темносером по границе с пиритом (белый); черные—нерудные. Шалым, скв. № 7, гл. 178. Ув. 130, отраженный свет.

Фот. 4. Структура распада борнита (темносерый) и халькопирита (белый) и прожилки ковеллина (почти черный) Шалым, глубокий шурф № 1. Ув. 130.

Фот. 5. Магнетит светлосерый, корродированный карбонатами (темносерые); белое зерно—гематит. Таштагол, скв. № 3, гз. 158 м. Ув. 176, отраженный свет.

Фот. 6. Пластинчатый магнетит (серый) с вростками мартитового гематита (белого) среди нерудных (черные). Таштагол, кан. 30. Ув. 300, отраженный свет.

Таблица III.

Фот. 1. Эксцентричная зональность магнетита после травления дым. HCl; темное поле—нерудные минералы. Таштагол, скв. № 3, гл. 148 м. Ув. 500 раз, отр. свет.

Фот. 2. Решетка мартитового гематита (белый) в магнетите (светло-серый), располагающаяся параллельно кристаллографическим его направлениям. Таштагол. Эксп. шурф., гор. 28 м Ув. 500 р., отраженный свет.

Фот. 3. Реликты магнетита (1) в гематите (2) Таштагол, экспл. шурф, гор 28 м Ув. 175 р., отраженный свет.

Фот. 4. Различные формы проявления гематита (белый): 1) игольчатые кристаллы гипогенного гематита среди нерудных (черные), 2) Неправильные зерна его-же в магнетите (серый) и 3) тонкая мартитовая решетка в магнетите. Темное поле — нерудные участки и пустоты. Таштагол. Шахта № 1, гор. 40 м. Ув. 175.

Фот. 5. Магнетит (белый) в карбонатовой прожилке (черная), секущий гранат (серый). Кочура, шток № 5, кан. 31. Ув. 110, отр. свет.

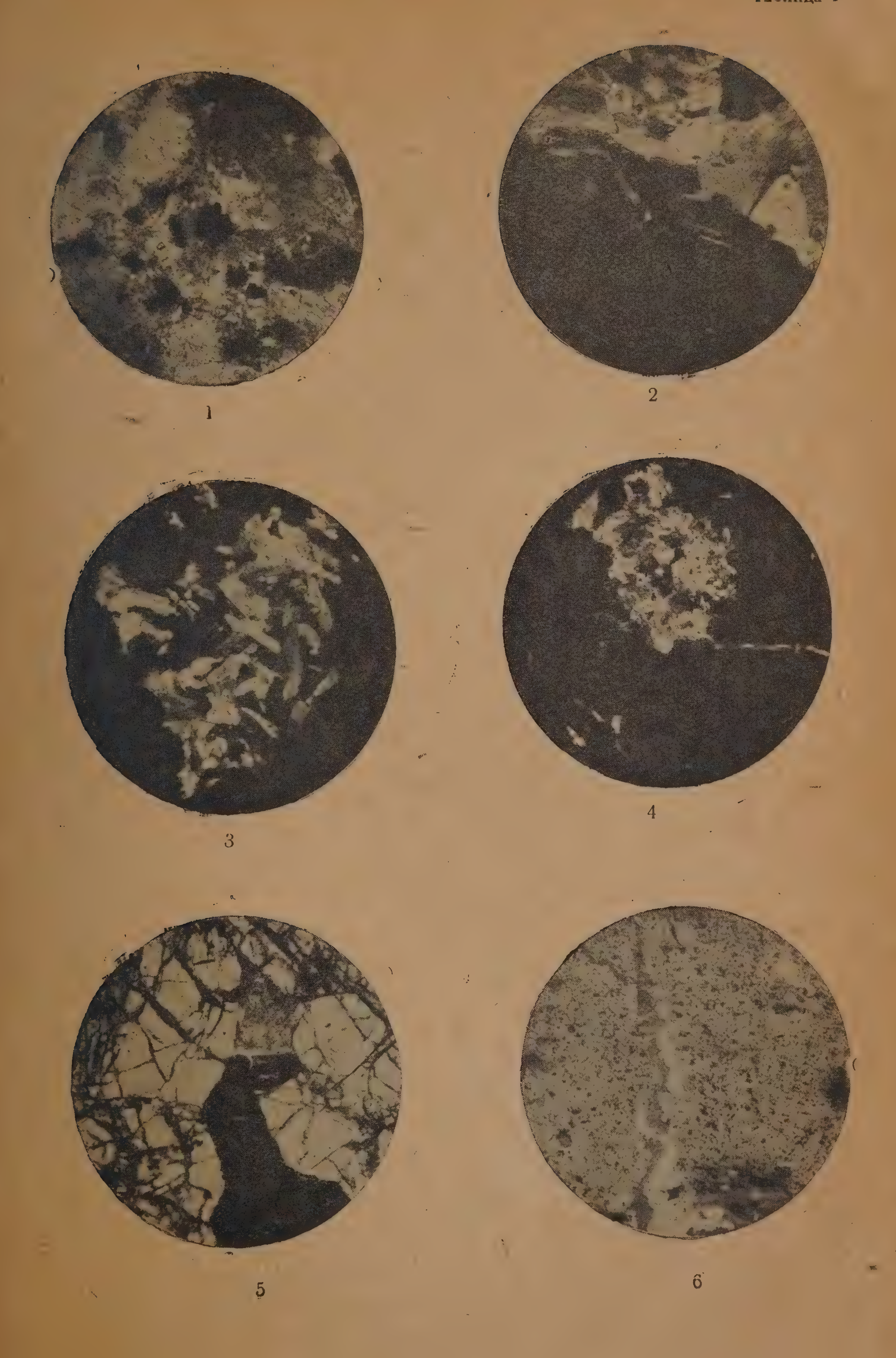
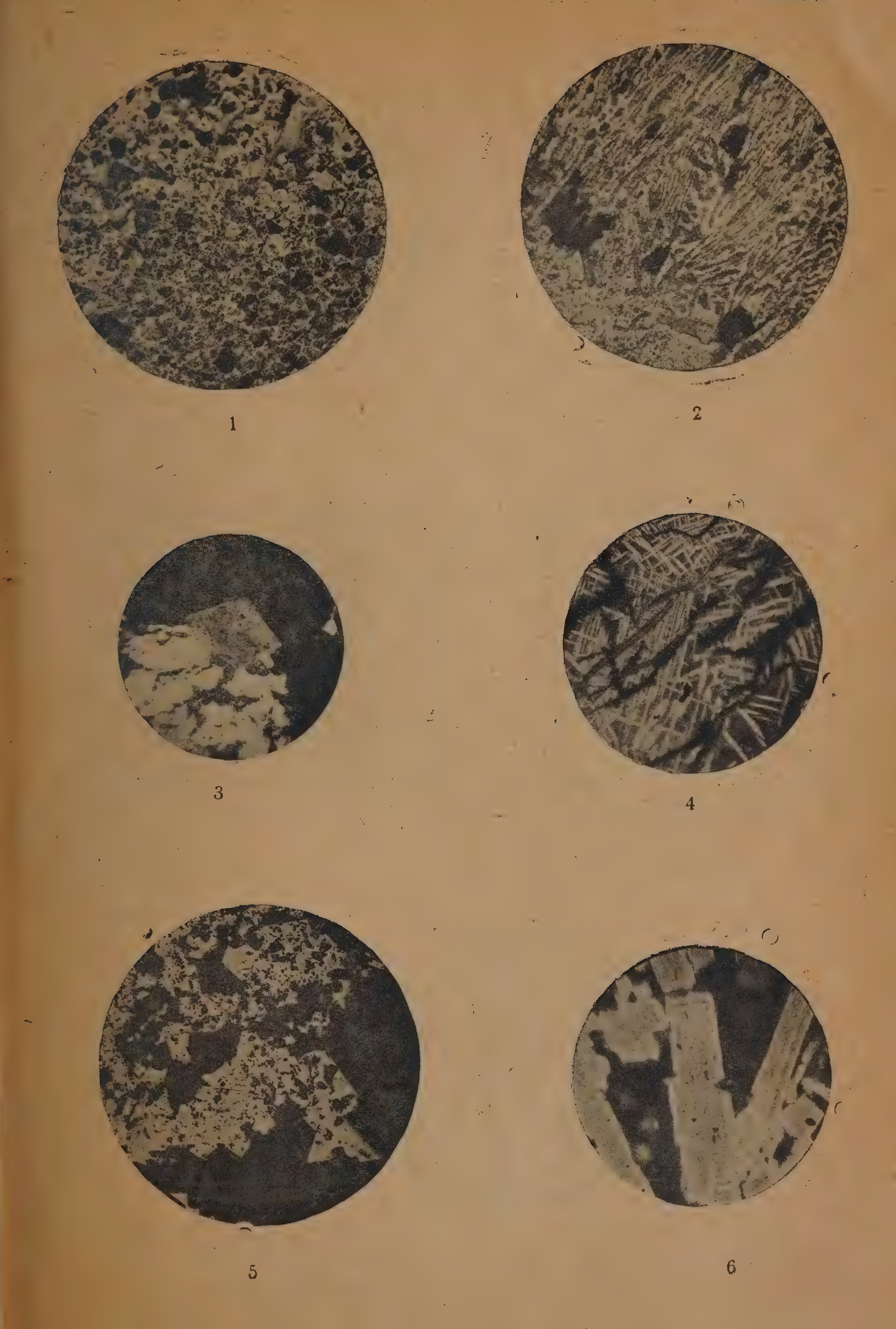

1
2
3
4
5
6

Таблица II



1

2

3

4



5

Цена 3 р. 50 к.

